F 1578

REFERALNA

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

SERIA

GEOFIZICĂ

1

TOMUL 8
1970

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Academician SABBA ȘTEFĂNESCU, **redactor responsabil**; LIVIU CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, **redactor responsabil adjunct**; Academician G. ATANASIU; Academician TH.-V. IONESCU; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România; DOREL ZUGRĂVESCU, **secretar științific de redacție.**

La revue „Studii și cercetări de geologie-geofizică-geografie", Seria geofizică, paraît 2 fois par an. Le prix d'un abonnément annuel est de $ 4.— £ 1.13.0 ; FF 20.— ; D.M. 16.—. Toute commande de l'étranger sera adressée à CENTRALA CĂRȚII, Boîte postale 134—135 (Calea Victoriei 126) Bucarest, Roumanie ou à ses représentants à l'étranger. En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste, ou chez votre facteur.

Revista apare de două ori pe an.
În țară abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii de presă din întreprinderi și instituții.
Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice altă corespondență se trimit la Comitetul de redacție al revistei pe adresa:
București, B-dul Ana Ipătescu, nr. 21

F 1578

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

SERIA

GEOFIZICĂ

TOMUL 8, Nr. 1 1970

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA KÖNYVTÁRA 1893

SUMAR

Pag.

MARIUS VISARION şi RODICA TICHIE, Rezolvarea problemei inverse a potenţialului pentru corpul tridimensional de sare de la Nireş (Dej) 3

IANĂŞ MIHAIL, Îmbunătăţirea raportului semnal/zgomot în gravimetrie 15

IANĂŞ MIHAIL, Reducerea la pol a anomaliilor magnetice bidimensionale 23

T. IOSIF, D. JIANU şi SIFGLINDE IOSIF, Studiul seismic al structurii scoarţei terestre în România 29

CORNELIUS RADU, Determinarea magnitudinii cutremurelor intermediare din Vrancea pe baza formulei lui W. Inouye 37

CORNELIUS RADU, Cercetări asupra vibraţiilor provocate de circulaţia pe calea ferată 49

RĂSVAN GIVULESCU şi C. MOLDOVAN, Cîteva observaţii asupra unei explozii de carieră din Baia Mare 73

AL. DIMITRIU şi I. GOLDHAAR, Autoradiografia rocilor 77

ANTON LUNGU, Eficacitatea de detecţie şi adîncimea de investigaţie în prospecţiunea radiometrică 95

NOTE

G. ATANASIU, Reuniunea de fizică şi geofizică de la Salzburg 29 septembrie — 5 octombrie 1969 109

GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM. 8, NR. 1, P. 1—112. BUCUREŞTI, 1970

Anomaliile gravimetrice reziduale localizate în sectoarele Dej, Nireş, Petreşti-Salatiu, Batin etc., prezintă configuraţii neregulate, intensităţi reduse şi arealuri relativ întinse, în directă legătură cu distribuţia primară a masivelor de sare.

Sectorul Nireş a făcut obiectul unor cercetări gravimetrice de detaliu [3]) care au indicat existenţa unei anomalii de minim, alungită pe direcţia est-vest şi cu o convexitate spre nord între gura pîrîului Cotior şi pîrîul Ocnaş, suprapusă pe fondul regional de scădere a valorilor gravităţii către centrul depresiunii.

După separarea cîmpului regional, realizată prin metoda simplificată a regresiunii [2], în ipoteza unei căderi moderate (5°—6°) a formaţiunilor pretortoniene către sud, s-a obţinut anomalia reziduală a gravităţii,

Fig. 1. — Anomalia reziduală a gravităţii din zona masivului de sare de la Nireş.

reprodusă în figura 1. Avînd în vedere scopul lucrării, izolinia de zero a anomaliei a fost controlată prin metoda momentelor, elaborată de E. G. Kogbetliantz [3].

Anomalia de minim de la Nireş, cu intensitatea de aproximativ — 2,5 mgal, prezintă două apexuri laterale, separate de o zonă de pozitivare a valorilor în partea centrală.

Apexul vestic, centrat pe aria de aflorare a sării, corespunde în totalitate cu zona vestică de îngroşare a sării, fapt care rezultă din comparaţia directă a datelor gravimetrice şi geologice de foraj.

Apexul estic, deşi se situează într-o zonă fără manifestaţiuni saline la suprafaţă, indică de asemenea o lentilizare accentuată a sării.

Traseul general al anomaliei, adîncimea mică la care s-a întîlnit sarea în forajele din imediata apropiere a văii în comparaţie cu forajele de pe deal şi concordanţa apexurilor anomaliei cu maximele prezumtive ale izopahitelor sării, arată că minimul gravimetric este determinat de variaţia grosimii sării [4]).

---

[3]) Dumitru St. (1953), *Prospecţiuni gravimetrice în regiunea Ocna-Dejului-Nireş*. Arhiva C.S.G.

[4]) Visarion M., Lăzărescu V., Ştefănescu R. (1968), *Sinteza datelor gravimetrice din R. S. România privind acumulările de sare şi săruri de* K *şi* Mg. Arhiva C.S.G.

PREZENTAREA PROCEDEULUI DE INTEGRARE

Metoda comparației comportă rezolvarea problemei directe pentru corpul tridimensional reprezentat de masivul de sare de la Nireș.

Componenta verticală a atracției unui corp tridimensional în originea sistemului de coordonate cilindrice se exprimă prin integrala triplă

$$g = k\sigma \iiint_v \frac{\rho z \, d\rho \, dz \, dw}{(\rho^2 + z^2)^{3/2}}. \tag{1}$$

Din numeroasele procedee grafice și numerice de estimare a integralei triple, autorii s-au oprit la procedeul propus de V. Baranov [1], caracterizat printr-o ordine particulară de integrare, care permite utilizarea directă a hărților cu izobate.

Integrala triplă se rezolvă în două etape:

$$\varphi(\omega) = \frac{1}{125} \oint u(z) \, dz; \tag{2}$$

$$g = \frac{1}{2\pi} \sigma \int_0^{2\pi} \varphi(\omega) \, d\omega \tag{3}$$

unde funcția $u(z)$ are forma,

$$u(z) = 250k\pi \left[1 - \frac{z}{(\rho^2 + z^2)^{1/2}}\right]. \tag{4}$$

Dacă se ia în considerație integrala dublă în raport cu ρ și z extinsă la aria unei secțiuni verticale prin corpul tridimensional, într-un plan de azimut ω și se transformă în integrală curbilinie de-a lungul conturului secțiunii, în conformitate cu relația:

$$\iint \frac{z\rho \, dz \, d\rho}{(\rho^2 + z^2)^{3/2}} = \oint \left[1 - \frac{z}{[\rho^2 + z^2]^{1/2}}\right] dz$$

se obține, expresia funcției $u(z)$, în afara unui factor constant.

Deoarece limitele domeniilor de integrare pentru un corp de formă arbitrară nu pot fi exprimate analitic, evaluarea integralelor (2) și (3) se face aproximativ, determinîndu-se semnificația lor geometrică.

Valoarea integralei din relația (3) este dată de aria suprafeței închise de curba $u(z)$. Dacă se înlocuiește această curbă cu un contur poligonal, valoarea ariei se poate aproxima cu suma ariilor trapezelor de aceeași înălțime Δz, egală cu echidistanța de trasare a izobatelor. În acest mod, integrala (2) se aproximează prin suma:

$$\varphi(\omega) = \frac{\Delta z}{125} \sum_{alg} u, \tag{5}$$

în care semnul lui u se stabilește după cum raza vectoare intră sau iese din conturul secțiunii verticale.

Integrala (4) reprezintă valoarea medie pe cerc a funcției $\varphi(\omega)$. Luînd în considerație n azimute, regulat repartizate, se ajunge în final la expresia :

$$\Delta g \simeq \sigma \frac{8}{n} \cdot \frac{\Delta z}{1000} \sum \sum_{alg} u. \qquad (6)$$

Evaluarea efectului gravitațional produs de un corp tridimensional de formă arbitrară în originea sistemului de coordonate revine deci la stabilirea valorilor u în punctele de intersecție ale izobatelor cu urma planurilor azimutale și la calcularea sumei lor algebrice. Pentru determinarea valorilor u, Baranov [1] propune utilizarea unei abace, care constă dintr-o familie de curbe homotetice.

Raza vectoare pentru $k = \frac{1}{150}$ și o adîncime z constantă este dată de relația

$$\rho = z \sqrt{\frac{1}{(1 - 0{,}191u)^2} - 1}. \qquad (7)$$

Ea se poate exprima grafic în coordonate polare, considerînd pe u proporțional cu unghiul polar și etalonîndu-l pe un semicerc. Abaca obținută, pentru diverse valori ale parametrului z, este reprodusă în figura 2.

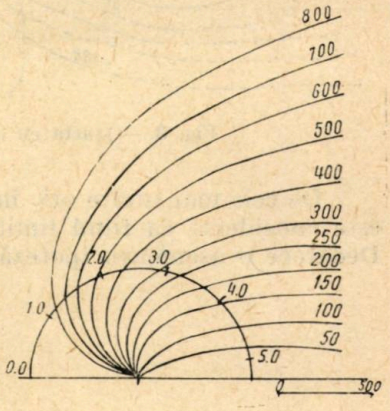


Fig. 2.—Abaca propusă de Baranov

Stabilirea valorii u la intersecția izobatei z cu urma planului azimutal se face prin aducerea în coincidență a razei vectoare respective de pe hartă cu raza vectoare de pe abacă pînă la curba z și prin citirea valorii corespunzătoare pe scara circulară.

ESTIMAREA EFECTULUI GRAVITAȚIONAL PRODUS DE MASIVUL DE SARE DE LA NIREȘ

În condițiile fizico-geologice specificate apare posibilitatea fructificării datelor gravimetrice pe plan cantitativ, întrucît singura sursă perturbantă la nivelul cuverturii este sarea tortoniană, care se situează într-un mediu practic omogen.

Deoarece valoarea contrastului de densitate este cunoscută și izolarea corpului perturbant asigurată, nedeterminarea este automat restrînsă prin eliminarea acestor doi parametri. Datele geologice obținute prin lucrările de explorare permit aproximarea satisfăcătoare a celorlalți trei parametri-cheie, astfel încît în cazul particular studiat există posibilități de restrîngere sau chiar de ridicare a ambiguității fundamentale.

Folosind rezultatele forajelor s-au trasat prin interpolare izobatele la intrarea în sare. Deoarece s-a apreciat că izobatele figurate redau numai porțiunea central-vestică a acoperișului lentilei de sare, prin extrapolare s-a construit o hartă cu izobate, care într-o primă aproximație poate fi considerată ca satisfăcătoare (fig. 3).

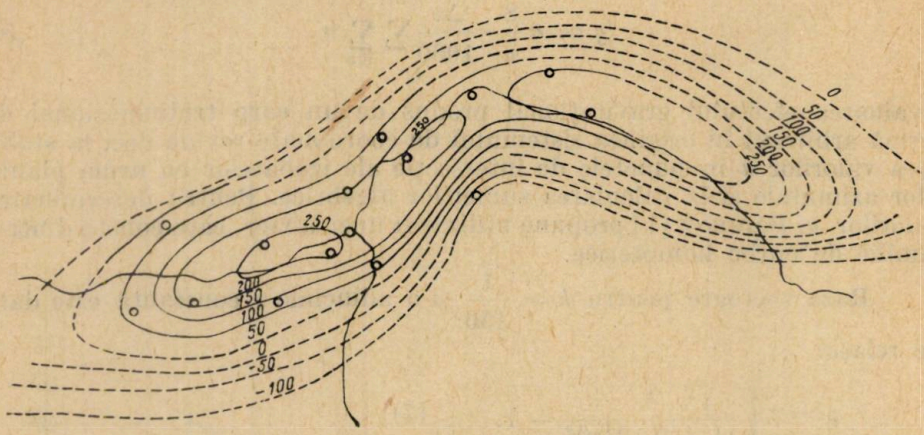


Fig. 3. — Harta cu izobate la intrarea în sare. Aproximația I.

De cele mai multe ori, în literatura de specialitate corpul perturbant este considerat ca fiind limitat la partea inferioară de un plan orizontal. Deoarece o asemenea ipoteză nu poate fi susținută, în sectorul studiat a

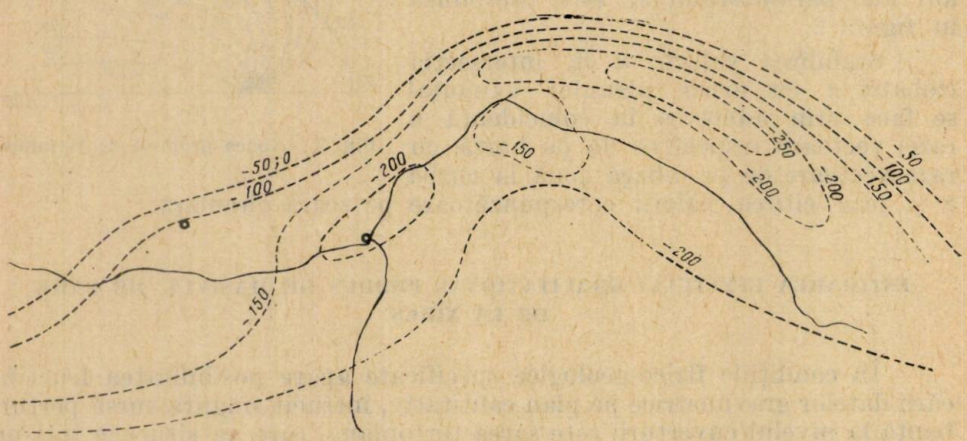


Fig. 4. — Harta cu izobate la ieșirea din sare. Aproximația I.

fost construită și o hartă cu izobate la ieșirea din sare (fig. 4). Ea se bazează pe două rezultate certe de foraj, precum și pe unele considerente geologice mai generale, dintre care menționăm ușoara cădere către sud, sub un unghi de 5°—6° a formațiunilor pretortoniene și grosimea ipotetică de circa 100 m a corpului stratiform de sare.

Efectul gravitațional a fost evaluat în 24 puncte situate în planul $z = 0$, secționînd corpul perturbant cu 12 planuri verticale azimutale și admițînd un contrast de densitate de $-0{,}15$ g/cm^3.

Comparația directă a efectelor calculate și observate arată abateri care merg pînă la 0,6 mgal, mai accentuate în zona periferică a masivului

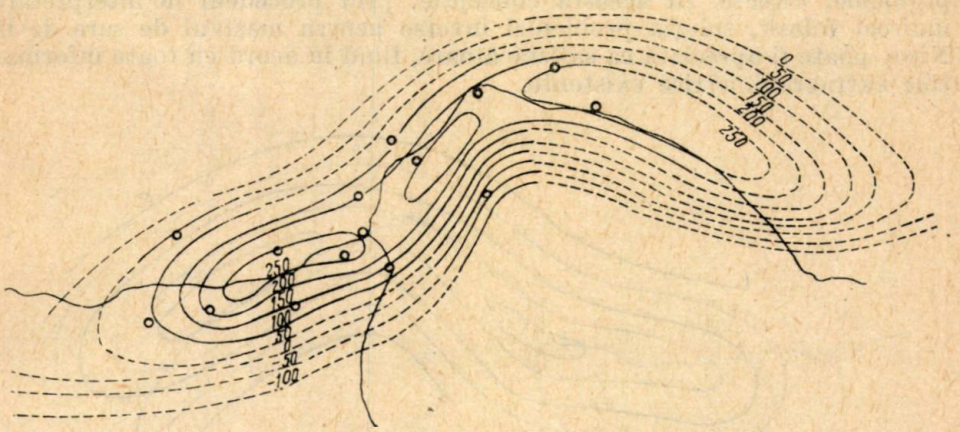


Fig. 5. — Harta cu izobate la intrarea în sare. Aproximația a II-a.

de sare, deși sub raport calitativ cele două imagini sînt asemănătoare. Acest rezultat a determinat trecerea la o a doua aproximație, care constă în modificarea mersului izobatelor la intrarea și îndeosebi la ieșirea din

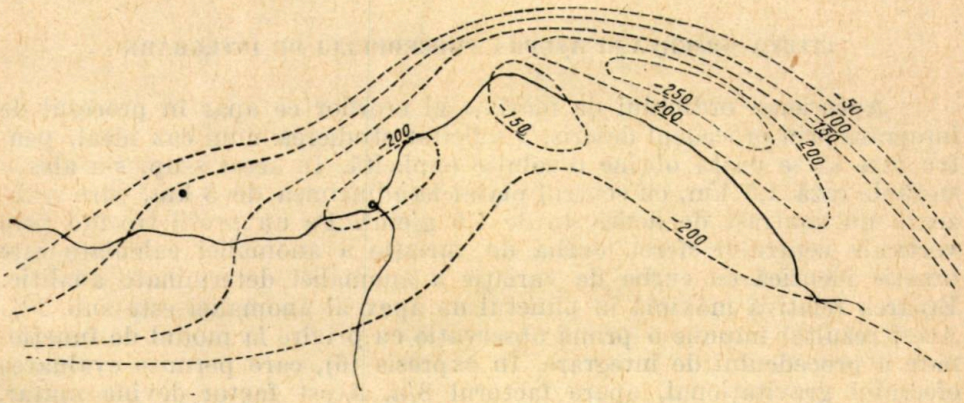


Fig. 6. — Harta cu izobate la ieșirea din sare. Aproximația a II-a.

sare. Hărțile cu izobate corespunzătoare sînt reproduse în figurile 5 și 6.

Configurația generală a izobatelor la acoperiș și culcuș nu este esențial schimbată față de cea anterioară, modificarea constînd în restrîngerea extinderii corpului perturbant spre nord și sud și în deplasarea spre sud a părții inferioare a lentilei.

În a doua ipoteză, anomalia calculată nu diferă de anomalia observată decît în limitele mărimii abaterii medii patratice, admise la obținerea

acesteia. Imaginea anomaliei calculate, reprodusă în figura 7, este identică cu cea a anomaliei reziduale, fapt care ne permite să considerăm o corespondenţă asemănătoare între cauzele perturbante. Din acest motiv, forma şi dispoziţia spaţială a masivului de sare poate fi identificată cu cea propusă în a doua aproximaţie şi luată ca bază pentru rezolvarea problemei directe. În această concepţie, prin procedeul de interpretare indirect folosit, soluţia problemei inverse pentru masivul de sare de la Nireş poate fi apreciată ca satisfăcătoare, fiind în acord cu toate informaţiile extragravimetrice existente.

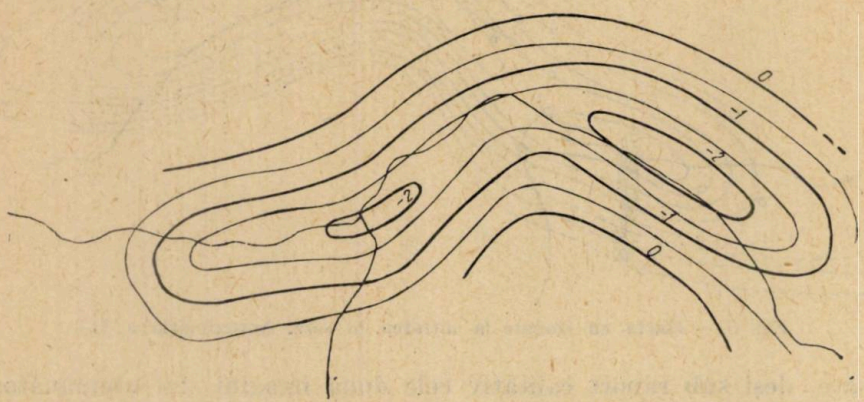


Fig. 7. — Efectul gravitaţional calculat prin procedeul Baranov în zona masivului de sare de la Nireş.

CÎTEVA OBSERVAŢII ASUPRA PROCEDEULUI DE INTEGRARE

Aprecierea ordinului de mărime al erorilor ce apar în procesul de integrare prin procedeul descris, a solicitat studierea unui caz ideal, pentru care să se poată obţine o soluţie explicită. În acest scop, s-a ales o sferă de rază 1,5 km, cu centrul plasat la adîncimea de 3 km, care realizează un contrast de densitate de 1,0 g/cm^3. Pe un profil trecînd prin verticala centrului sferei, curba de variaţie a anomaliei calculate este practic identică cu curba de variaţie a anomaliei determinate analitic. Eroarea relativă maximă în punctul de apex al anomaliei este sub 2%. Acest rezultat impune o primă observaţie cu privire la modul de funcţionare a procedeului de integrare. În expresia (6), care permite evaluarea efectului gravitaţional, apare factorul $8/n$. Acest factor devine unitar, dacă $n = 8$, în ipoteza că 8 azimute asigură o precizie satisfăcătoare. Studiul efectuat arată că aceste consideraţii sînt valabile pentru puncte de calcul cuprinse în limitele corpului sau exterioare, dar destul de apropiate pentru ca cel puţin două planuri azimutale să intersecteze corpul perturbant. În cazul în care numai un plan azimutal îl intersectează, calculele efectuate cu relaţia (6) pentru $n = 8$ sînt afectate de erori mari. Acest rezultat este justificat teoretic, deoarece se poate obţine orice valoare medie pe cerc atunci cînd se cunoaşte valoarea într-un singur punct al acestuia. De aceea, în asemenea situaţii se impune reconsiderarea

numărului de azimute, în așa mod încît să se asigure cel puțin două azimute care să intersecteze corpul.

Aplicarea procedeului în cazul unei structuri geologice necesită în primul rînd delimitarea acesteia, pentru ca în orice plan vertical să rezulte o secțiune închisă. Baranov [1] se referă la utilizarea procedeului pentru structuri a căror caracteristică este creșterea sau descreșterea continuă a razei vectoare cu adîncimea. Delimitarea acestora se face cu un plan orizontal la adîncimea $h + \frac{\Delta z}{2}$ ales astfel ca $\Delta z \sum_{alg} u$ să reprezinte contri-

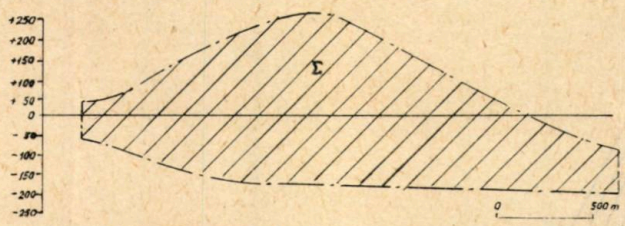


Fig. 8. — Secțiune N—S prin masivul Nireș-Dej.

buția secțiunii în planul vertical considerat. Corpul perturbant, reprezentat de masivul de sare de la Nireș, constituie cazul cel mai frecvent întîlnit în subsol, în care limita inferioară este dată de o suprafață de ordin superior. O secțiune nord-sud prin masivul de sare, mărginit prin planuri verticale pentru a putea fi separat de sarea stratiformă, este prezentată în figura 8. Aproximarea contribuției secțiunii cu $\Delta z \sum_{alg} u$ va fi corectă, dacă nu se ia în considerație izobata de — 200 m, care corespunde adîncimii maxime a limitei sudice a corpului perturbant.

Deoarece abaca ilustrată în figura 2 este incomodă în cazul studiat, solicitînd numeroase rotiri pentru citirea valorilor u, s-a conceput și folosit un alt tip de abacă. Relația (4) poate fi scrisă sub forma echivalentă

$$u = 5{,}236 - 5{,}236 \frac{z}{\sqrt{\rho^2 + z^2}}. \qquad (8)$$

Al doilea termen al relației (8), notat cu u', este reprezentat pe ordonata unui sistem de coordonate cartezian, în a cărui abscisă s-a reprezentat raza vectoare ρ, la scara hărții. Pentru diverse valori z, s-a obținut o familie de curbe, din care o parte este redată, pentru exemplificare, în figura 9.

Folosirea abacei este simplă și rapidă. Ea constă în suprapunerea axei absciselor peste linia azimutală și citirea în punctele de intersecție ale acesteia cu izobatele hărții a valorilor u', luate cu semn schimbat.

CONCLUZII

Rezultatele obținute dovedesc buna funcționare a procedeului elaborat de V. Baranov într-un caz concret, în care parametrii-cheie ai prospecțiunii gravimetrice au putut fi satisfăcător aproximați.

Aplicarea acestui procedeu în zona Nireș a permis stabilirea unei metodologii adecvate, care asigură evaluarea efectului gravitațional și pentru corpurile tridimensionale cu limita inferioară reprezentată printr-o suprafață de ordin superior. Ea oferă posibilitatea de a studia pe această cale și structuri mai complicate, care cuprind formațiuni diferențiate sub raportul densităților lor.

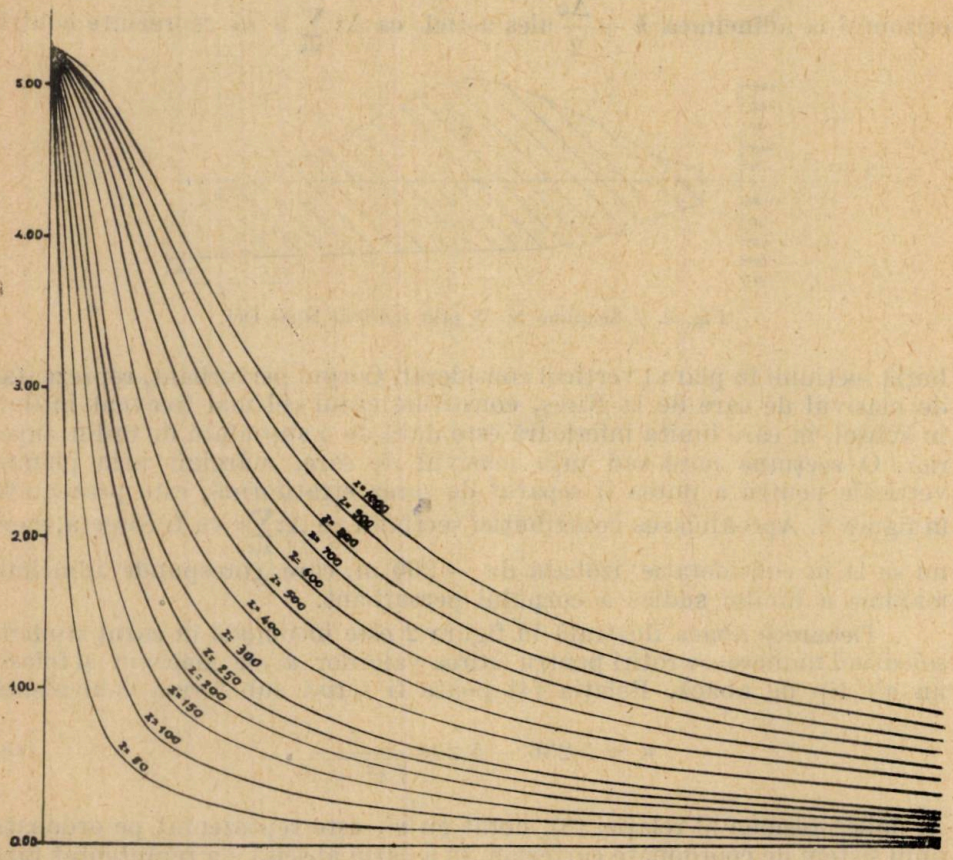


Fig. 9. — Abaca simplificată.

Abaca propusă și experimentată de autori conduce la rezultate perfect comparabile cu cele obținute prin folosirea abacei lui Baranov, dar prezintă avantajul evident de a diminua timpul afectat calculelor cu cel puțin 30%.

O limitare a acestei metode de interpretare indirectă constă în faptul că nu au fost formulate criterii obiective asupra gradului de concordanță dintre anomalia calculată și cea observată. Dacă se ia drept criteriu mărimea abaterii medii pătratice, se poate considera că, în cazul general, nu vom reuși să alegem un corp perturbant astfel încît aceasta să nu depășească eroarea cu care este determinată anomalia observată. Cauza rezidă în

prezența unor erori sistematice în valorile anomaliei observate, care de cele mai multe ori nu pot fi complet înlăturate.

Sub raport practic-aplicativ, un asemenea studiu permite orientarea lucrărilor de explorare, asigurînd cu un număr minim de sonde conturarea corpului perturbant.

Primit la redacție la 18 noiembrie 1969.

BIBLIOGRAFIE

1. Baranov V., *Sur le calcul de l'influence gravimétrique des structures définies par les isobathes.* Geoph. Prosp., Hague, **1**, *1* (1953).
2. Krumbein W. C., *Regional and local components in facies maps.* Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., Oklahoma, **40**, *9* (1956).
3. Kogbetliantz E. G., *Estimating depth and excess-mass of point sources and horizontal line-sources in gravity prospecting.* Geophysics, Tulsa, **11**, *2* (1946).
4. Visarion M., *Reflechissement des formes structurales à sel gemme et sels de K et Mg dans les anomalies gravimétrique des territoires de la République Socialiste de Roumanie.* Assoc. Géol. Carpato-Balkanique, VIII-ème Congres, *3*, Belgrade (1967).

ÎMBUNĂTĂȚIREA RAPORTULUI SEMNAL/ZGOMOT ÎN GRAVIMETRIE

DE

IANĂȘ MIHAIL

Centrul de cercetări geofizice, București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

INTRODUCERE

Apariția gravimetrelor moderne, care permit măsurarea sutimii de miligal, a făcut ca atenția geofizicienilor să se îndrepte către gravimetria de mare detaliu. A apărut astfel problema prospectării directe a zăcămintelor de minereuri care au densități mari și pot genera anomalii gravimetrice. Datorită volumului mic pe care îl ocupă, anomaliile generate de astfel de zăcăminte sînt de același ordin de mărime, sau chiar mai mici, decît „zgomotele gravimetrice" produse de natura solului și a subsolului. Astfel a apărut problema îmbunătățirii raportului semnal/zgomot în gravimetrie.

Există multiple procedee pentru îmbunătățirea raportului semnal/zgomot [1]—[5]. Remarcabil este procedeul propus de Fraser [5] care se bazează pe deosebirile ce apar în domeniul spectral între semnale și zgomote, pentru ultimele fiind caracteristice frecvențele înalte. Filtrînd semnalul măsurat, prin ponderarea cu valori tinzînd către 1 a amplitudinilor frecvențelor joase și cu valori tinzînd către 0 a amplitudinilor frecvențelor înalte, se atenuează zgomotele. Această idee a fost folosită în prezenta lucrare, pentru soluționarea problemei utilizîndu-se un caz particular al unui algoritm de rezolvare a problemei puse necorect a continuării analitice în semispațiul inferior.

GENERALITĂȚI DESPRE PROBLEMELE PUSE NECORECT

Problema R a determinării funcției $z(s) \in Z$ pentru o funcție dată $u(x) \in U$

$$z(s) = R\,[s,\ u(x)], \tag{1}$$

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 8, NR. 1, P. 15–21, 1970

unde Z și U sînt spații liniare normate (spații Banach uzuale), se numește corect pusă [6], [7] dacă:

a) la fiecare $u(x) \in U$ corespunde o soluție $z(s)$ a problemei;

b) soluția $z(s)$ a problemei depinde continuu de $u(x)$.

Fie dată o problemă necorectă $z = R[s, u]$.

Se știe că unei anumite funcții $\overline{u}(x)$ îi corespunde o soluție a problemei $\bar{z}(s) = R[s, \overline{u}(x)]$. Fie dată funcția $\tilde{u}(x)$ aproximația lui $u(x)$ cu o precizie cunoscută δ, adică $\| \tilde{u}(x) - \bar{u}(x) \| < \delta$. Se cere să se determine $\bar{z}(s)$, valoarea apropiată de $\bar{z}(s)$ cu o precizie dată $\| \tilde{z}(s) - \bar{z}(s) \| < \varepsilon$. Se numește algoritm regularizator $R_\delta[s, \tilde{u}(x)]$, algoritmul care îndeplinește condițiile: a) $R_\delta[s, \tilde{u}(x)]$ este determinat pentru toate $\tilde{u} \in V$ și $\delta > 0$; b) dacă pentru $\bar{u}(x)$ există un $\bar{z}(s) = R[s, \bar{u}(x)]$, atunci pentru fiecare ε, există un $\delta(\varepsilon, \bar{z})$ astfel încît dacă $\| \tilde{u}(x) - \bar{u}(x) \| < \delta$ atunci $\| \tilde{z}_\delta(s) - \bar{z}(s) \| < \varepsilon$, unde $\tilde{z}_\delta(s) = R_\delta[s, \tilde{u}]$.

Construirea unui algoritm de regularizare pentru obținerea unei soluții care să aproximeze uniform pe $u(x)$ se bazează pe determinarea unei familii de funcții $u^\alpha(x)$, dependente de parametrul α, astfel încît $z_\alpha(s) = R[s, u^\alpha(x)] \to \bar{z}(s)$ cînd $\alpha \to 0$ iar familia $u^\alpha(x)$ converge către $\bar{u}(x)$, cînd $\alpha \to 0$, [6], [7]. Problema se reduce la o problemă de calcul variațional, și anume, la calcularea extremului unei funcționale ce depinde de parametrul α, [10].

Un exemplu tipic îl constituie ecuația lui Fredholm de speța I care intervine în problema continuării analitice în semispațiul inferior:

$$A(x, V) = \int_{-\infty}^{+\infty} K_z(x, \xi) V(\xi)\, d\xi = U(x), \tag{2}$$

unde $-\infty < x < +\infty$

și

$$K_z(x, \xi) = \frac{1}{\pi} \frac{z}{z^2 + (x - \xi)^2}.$$

Construirea algoritmului de regularizare se reduce la studierea extremului funcționalei [9]

$$M_\alpha(V) = \int_{-L}^{+L} [\tilde{A}(x, V) - \tilde{u}_\delta(x)]^2\, dx + \alpha \int_{-l}^{+l} \left(\frac{dV}{d\xi}\right)^2 d\xi, \tag{3}$$

unde

$$\tilde{A}(x, V) = \int_{-l}^{+l} K_z(x, \xi)\, V(\xi)\, d\xi,$$

iar L și l sînt parametri legați de aproximarea domeniilor de definiție a funcțiilor respective.

Funcția $V(\xi)$ care realizează minimul funcționalei se determină din ecuația lui Euler [10], [9]:

$$\int_{-l}^{+l} \overline{K}(\eta, \xi) V(\xi) d\xi - \alpha V''(\eta) = b(\eta) \tag{4}$$

cu condiția la limită

$$V(l) = V'(-l) = 0, \tag{5}$$

unde

$$\overline{K}(\eta, \xi) = \int_{-L}^{+L} K_z(x, \eta)\, K_z(x, \xi)\, \mathrm{d}x; \qquad b(\eta) = \int_{-L}^{+L} K_z(x, \eta)\, \tilde{u}_\delta(x)\, \mathrm{d}x.$$

Parametrul α este funcție de eroarea δ și se determină astfel ca funcționala

$$\sigma(\alpha) = \max \left| \alpha \frac{\mathrm{d}V(\xi)}{\mathrm{d}\alpha} \right| \tag{6}$$

să fie minimă [9].

Dacă funcția $\tilde{u}_\delta(x)$ este definită pe un interval $(-L, +L)$ suficient de mare, atunci ea poate fi dezvoltată în serie Fourier. În acest caz, din (4) și (5) se obține următoarea expresie pentru funcția de potențial la nivelul z [9], [8]:

$$\tilde{V}(x, z) = \sum_{n=0}^{\infty} \tilde{u}_n \cdot \mathrm{e}^{\frac{\pi n}{L} z} \cos \frac{\pi n}{L} x \cdot \gamma_n(\alpha), \tag{7}$$

unde $\tilde{u}_n$ sînt termenii seriei Fourier, iar

$$\gamma_n(\alpha) = \frac{1}{1 + \alpha \left(\frac{\pi n}{L}\right)^2 \mathrm{e}^{\frac{\pi n}{L} z}}. \tag{8}$$

Se demonstrează că algoritmul de sumare a seriei (7) este un algoritm de regularizare [9].

ÎMBUNĂTĂȚIREA RAPORTULUI SEMNAL/ZGOMOT

S-a arătat mai sus că între semnalele utile și zgomote există deosebiri în domeniul spectral, zgomotelor fiindu-le caracteristice frecvențele înalte. Din punct de vedere al modului de prezentare în domeniul spațial (în funcție de x sau $\{x, y\}$), zgomotele au extindere limitată și prezintă variații foarte rapide ale gravității, în timp ce semnalele utile se pot caracteriza printr-o extindere mai mare și variații mai lente ale gravității.

Această reprezentare a sugerat ideea utilizării unui algoritm de regularizare a valorilor măsurate pentru estomparea zgomotelor. În acest caz valorile regularizate reprezintă semnalul util.

Pentru regularizarea valorilor măsurate ale gravității s-a folosit relația (7) în care s-a luat $z = 0$:

$$V(x) = \sum_{n=0}^{\infty} u_n \cdot \cos \frac{\pi n}{L} x \cdot \frac{1}{1 + \alpha \left(\frac{\pi n}{L}\right)^2}, \tag{9}$$

unde u_n sînt termenii seriei Fourier a cîmpului măsurat pe axa Ox, L este semidomeniul de definire al acestui cîmp, iar α este o constantă care se determină din relaţia (6). Pentru determinarea practică a parametrului α se procedează astfel: se alege un set de valori $\{\alpha_s\}$, astfel ca $\alpha_s = \mu\alpha_{s-1}$ şi se ia acel α care minimizează funcţionala:

$$\sigma(\alpha_s) = \max \left| \alpha_s \frac{dV(x)}{d\alpha_s} \right| \approx \max \left| \alpha_s \frac{V_{\alpha_s} - V_{\alpha_{s-1}}}{\alpha_s - \alpha_{s-1}} \right| = \frac{1}{1-\mu} \max \left| V_{\alpha_s} - V_{\alpha_{s-1}} \right| . \tag{10}$$

Relaţiile prezentate mai sus sînt valabile pentru cazul bidimensional. Pentru anomaliile tridimensionale se poate proceda în două moduri:

— primul mod, mai puţin riguros dar mai practic, constă în regularizarea cîmpului măsurat pe profile separate utilizînd relaţia de mai sus;

— al doilea mod, riguros din punct de vedere matematic, constă în utilizarea relaţiei (9) generalizată pentru cazul tridimensional:

$$V(x,y) = \sum_0^\infty \sum_0^\infty V_{kl} \cdot \cos \frac{\pi k x}{L} \cdot \cos \frac{\pi l y}{D} \cdot \frac{1}{1 + \alpha \left[\left(\frac{\pi k}{L} \right)^2 + \left(\frac{\pi l}{D} \right)^2 \right]} . \tag{11}$$

VERIFICAREA PROCEDEULUI PE UN CAZ TEORETIC

Verificarea metodei propuse s-a făcut pe un model teoretic bidimensional. Peste efectul gravitaţional dat de un cilindru orizontal infinit (fig. 1 *a*) situat la 700 m avînd raza de 400 m şi contrastul de densitate de 0,15 g/cm³, s-a suprapus un semnal armonic de înaltă frecvenţă cu amplitudinea 2 (fig. 1 *b*). S-a obţinut semnalul perturbat (fig. 1 *c*) care este foarte greu de interpretat. Aplicîndu-se procedeul propus s-a obţinut un semnal (fig. 1 *d*) a cărui formă şi amplitudine este foarte asemănătoare cu cel util.

Valorile corespunzătoare cazurilor analizate mai sus sînt cuprinse în tabela 1.

Tabela 1

Cazuri	$x = 0$	$x = 200$	$x = 400$	$x = 600$	$x = 800$	$x = 1\,000$	$x = 1\,200$	$x = 1\,400$	$x = 1\,600$	$x = 1\,800$
a	1,44	1,33	1,08	0,83	0,62	0,47	0,36	0,29	0,23	0,19
b	−2	0	2	0	−2	0	2	0	−2	0
c	−0,56	1,33	3,08	0,83	−1,38	0,47	2,36	0,29	−1,77	0,19
d	1,3	1,15	1	0,85	0,67	0,53	0,42	0,33	0,25	0,21

Valorile cuprinse în tabela 1 pun în evidenţă calitatea procedeului propus; se vede că diferenţele sînt foarte mici în zona de apex a anomaliei. Avînd în vedere că pentru aplicaţiile practice interesează tocmai zona de

maxim sau de minim a anomaliilor, procedeul propus poate fi considerat ca satisfăcător.

APLICAREA PROCEDEULUI PE UN CAZ REAL

Metoda propusă a fost experimentată pentru interpretarea măsurătorilor gravimetrice și magnetice executate pe zăcămintele de bauxită

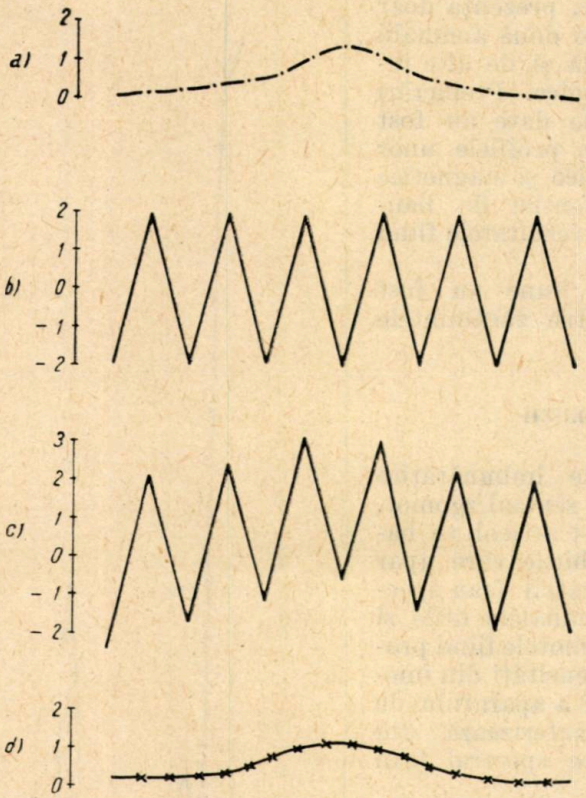


Fig. 1. — a) semnalul util; b) perturbația; c) semnalul util plus perturbația; *d*) semnalul obținut prin regularizare.

și baritină. Exemplul pe care îl prezentăm este un profil gravimetric și magnetic executat deasupra unei lentile de bauxită.

În figura 2 se prezintă un profil gravimetric la care pe ordonată s-a luat 1 cm = 3ε, ε fiind eroarea totală (eroarea de măsură plus eroarea probabilă a reducerii de relief).

S-a folosit o asemenea scară, foarte obișnuită în prospecțiunea geofizică, pentru a scoate în evidență imposibilitatea detectării în acest mod a corpurilor de bauxită.

Să punem profilul *la microscop*, utilizînd o altă scară 1 cm = ε, ε fiind eroarea de măsură (fig. 3). Prin regularizarea valorilor gravime-

trice şi magnetice s-au obţinut anomalii deasupra lentilei de bauxită.

În figura 3 au fost reprezentate atît măsurătorile gravimetrice cît şi cele magnetice pentru că cele două metode sînt complementare în prospectarea bauxitelor, prezenţa doar a uneia din cele două anomalii fiind susceptibilă şi de alte interpretări geologice. Prelucrări asemănătoare de date au fost făcute pe toate profilele unor hărţi gravimetrice şi magnetice executate pe lentile de bauxită cunoscute, rezultatele fiind foarte bune.

Rezultate bune au fost obţinute şi pentru zăcămintele de baritină.

CONCLUZII

Metoda de îmbunătăţire a raportului semnal/zgomot, propusă în acest articol, se bazează pe deosebirile care apar în domeniul spaţial (sau spectral) dintre semnalele utile şi perturbaţii. Zgomotele fiind produse de heterogeneităţi din imediata vecinătate a aparatului de măsură se caracterizează din punct de vedere spectral prin

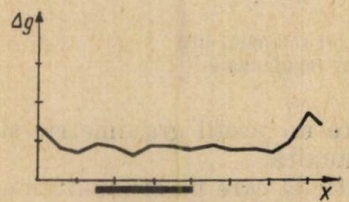


Fig. 2. — Δg; ▬ lentilă de bauxită.

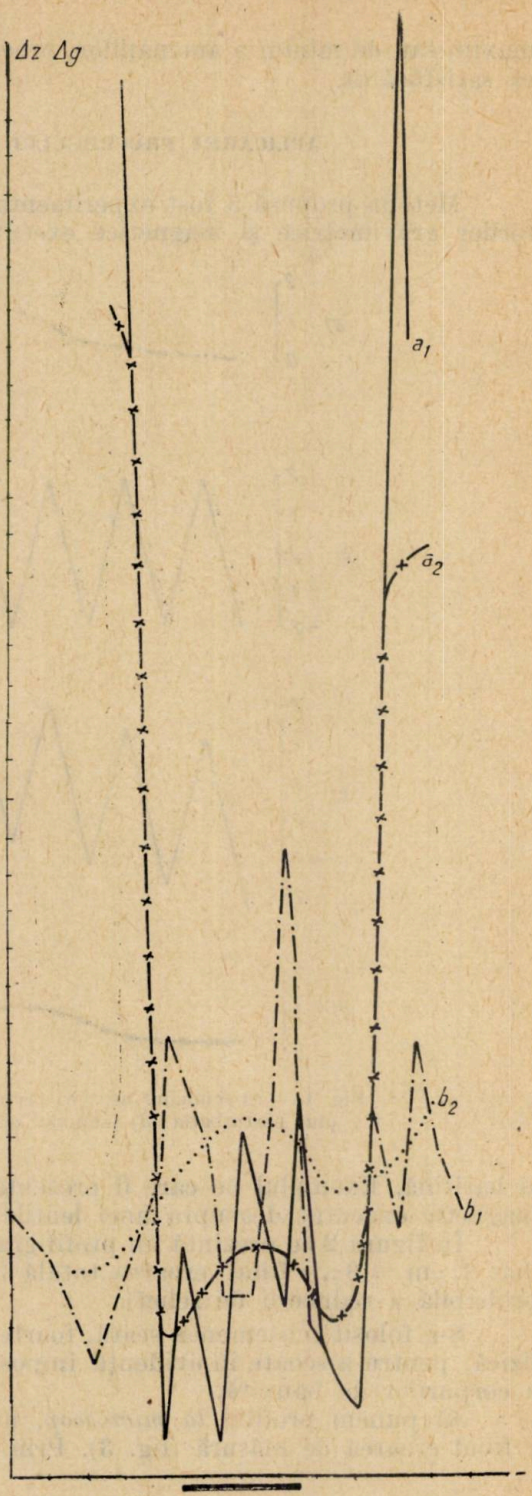


Fig. 3. — a_1) Δg măsurat; a_2) Δg regularizat; b_1) Δz măsurat; b_2) Δz regularizat; ▬ lentilă de bauxită.

predominanța frecvențelor înalte, ceea ce corespunde în domeniul spațial la variații rapide și extindere limitată. Semnalul util are caracteristici opuse față de cele ale perturbațiilor.

Pentru îmbunătățirea raportului semnal/zgomot s-a utilizat un caz particular al unui algoritm de rezolvare corectă a problemei continuării analitice în semispațiul inferior.

Metoda a fost verificată pe un model teoretic și apoi utilizată în interpretarea datelor prospecțiunilor gravimetrice și magnetice de mare detaliu pentru bauxite.

În încheiere trebuie să arătăm și limitările acestei metode. Metoda propusă se bazează pe caracteristicile semnalelor și zgomotelor definite în mod relativ. De aici decurg toate limitările ei, limitări care sînt prezente și în celelalte procedee de îmbunătățire a raportului semnal/zgomot.

Primit la redacție la 27 octombrie 1969.

BIBLIOGRAFIE

1. Strahov V. N., *O sglajivanii nabliudennîh znacenii potențialnîh polei.* Izvestiia Akademii Nauk, *10*, 1479–1493, *11*, 1634–1953 (1964).
2. Naidu P. S., *Extraction of potential fields signal from a background of random noise by Strahov's method*, Journal Geophysical Research, **71**, *24*, 5987–5995 (1966).
3. Naidu P. S., *Statistical properties of potential fields over random medium.* Geophysics, **32**, *1*, 88–95 (1967).
4. Strahov V. N., M. I. Lapina, *Metod sglajivaniia potențialnîh polei.* Fizika Zemli, *8*, 40–57 (1967).
5. Fraser D. C., B. D. Fuller, S. H. Ward, *Some numerical techniques for application in mining exploration.* Geophysics, **31**, *6*, 1066–1077 (1966).
6. Tihonov A. N., *O rešenii nekorrectno postavlennîh zadaci i metode reguliarizații.* Dokladî Akademii Nauk SSSR, **151**, *3*, 501–503 (1963).
7. Tihonov A. N., *O reguliarizații nekorrektno postavlennîh zadaci*, Dokladî Akademii Nauk SSSR, **153**, *1*, 49–52 (1963).
8. Tihonov A. N., *Ob ustoicivîh metodah summirovaniia riadov Furie*, Dokladî Akademii Nauk SSSR, **156**, *2*, 268–271 (1964).
9. Tihonov A. N., V. B. Glasco, O. K. Litvinenko, V. R. Melihov, *O prodoljenii potențiala v storonu vozmuşciaiuşcih mass na osnove metoda reguliarizații.* Fizika Zemli, *12*, 30–48 (1968).
10. Lavrentiev M. A., L. A. Liusternik, *Curs de calcul variațional.* Edit. tehnică, București, 1955.

REDUCEREA LA POL A ANOMALIILOR MAGNETICE BIDIMENSIONALE

DE

IANĂȘ MIHAIL

Centrul de cercetări geofizice, București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

INTRODUCERE

Reducerea la pol constă în transformarea anomaliei magnetice reale, provocată de un corp magnetizat după o direcție oarecare, în imaginea fictivă ce i-ar corespunde în cazul cînd magnetizarea corpului perturbant ar fi verticală [1], [2], [3]. Această imagine fictivă, denumită anomalie pseudogravitațională, este mult mai ușor de interpretat, pentru că nu depinde de unghiul de înclinare al vectorului de magnetizare și se poate compara mult mai bine cu hărțile gravimetrice.

Algoritmul propus de Baranov presupune îndeplinite următoarele condiții :

1) direcția vectorului de magnetizare coincide cu direcția actuală a cîmpului magnetic din zona în care se găsește anomalia, adică se exclude magnetismul remanent ;

2) magnetizarea uniformă în interiorul corpului.

Condiția a doua îi permite lui Baranov să utilizeze teorema lui Poisson, care stabilește proporționalitatea dintre potențialul magnetic al unui corp și derivata potențialului gravitațional după direcția magnetizării, de unde rezultă că (pentru cazul bidimensional) :

$$g(x, z) = \int_0^\infty Z \mathrm{d}\nu. \tag{1}$$

În relația (1), $g(x, z)$ reprezintă anomalia pseudogravitațională, Z componenta verticală a cîmpului magnetic și $\bar{\nu}$ este direcția vectorului de magnetizare. Direcția $\bar{\nu}$ este determinată cu ajutorul primei condiții.

Introducînd în relația (1), în locul lui Z, valoarea continuată în sus dată de formula lui Poisson (soluția problemei Dirichlet pentru plan), Baranov obține expresia anomaliei pseudogravitaționale sub formă inte-

grală, pe care o aproximează cu sume de valori medii ponderate ale componentei verticale a cîmpului magnetic.

Algoritmul prezentat în această lucrare are la bază doar condiţia uniformităţii magnetizării în interiorul corpului, adică valabilitatea teoremei lui Poisson şi deci a relaţiei (1). Direcţia vectorului de magnetizare (rezultanta vectorului de magnetizare inductivă şi remanentă) se determină pentru fiecare anomalie. Se evită scrierea soluţiei sub forma unei integrale multiple, adică se renunţă la sume de valori medii ponderate pe cercuri ale componentei Z, deoarece aceasta conduce la un anumit tip de problemă necorect pusă [4]. Într-adevăr, în integrala multiplă, ∞ se înlocuieşte cu o distanţă L foarte mare pentru care $Z \to 0$, aceasta implicînd un mare număr de însumări pe cercuri. Pe de altă parte, numărul cercurilor nu poate fi mărit prea mult, deoarece se riscă să se ia în calcule şi anomaliile vecine. Din această cauză, se ia un număr mic de cercuri, dar în acest caz, valoarea obţinută poate fi mult diferită de cea reală [4].

DETERMINAREA DIRECŢIEI VECTORULUI DE MAGNETIZARE

Să considerăm un corp bidimensional cu secţiunea D şi un sistem de coordonate (x, iz). În acest sistem, vectorul de magnetizare $\vec{I}$ se înlocuieşte cu mărimea $\check{I} = Ie^{i\theta}$, unde θ este unghiul pe care îl face vectorul cu verticala şi se poate defini un „potenţial magnetic complex" [5]:

$$\Phi(\tau) = -2\iint_D Ie^{i\theta} \ln(\tau - \lambda) d\xi d\zeta, \tag{2}$$

unde

$$\tau = x + iz \text{ şi } \lambda = \xi + i\zeta.$$

După calcule intermediare, indicate în lucrarea [5], se ajunge la următoarele rezultate:

$$\Phi''(\tau) = -Z - iH = -2\iint_D Ie^{i\theta} \frac{d\xi\, d\zeta}{(\tau - \lambda)^2}, \tag{3}$$

$$S_{\Phi''}(\omega) = -2\omega \iint_D Ie^{i\theta} e^{i\omega\lambda} d\xi\, d\zeta, \tag{4}$$

$$S_H(\omega) = -i\, S_Z(\omega), \tag{5}$$

unde $\Phi''(\tau)$ reprezintă derivata a doua a „potenţialului magnetic complex", iar $S_{\Phi''}(\omega)$, $S_H(\omega)$ şi $S_Z(\omega)$ sînt spectrele derivatei Φ'' şi ale componentelor orizontale H şi verticale Z ale cîmpului magnetic.

Din (3), (4) şi (5) rezultă

$$S_Z(\omega) = \omega \iint_D Ie^{i\theta} e^{i\omega\lambda} d\xi\, d\zeta. \tag{6}$$

În (6) dezvoltăm pe $e^{i\omega\lambda}$ în serie și obținem

$$S_z(\omega) = Ie^{i\theta}\,\omega\iint\limits_D d\xi\,d\zeta + Ie^{i\theta}\,i\omega^2\iint\limits_D \lambda\,d\xi\,d\zeta + \ldots \tag{7}$$

diferențiem expresia (7) în raport cu ω, facem $\omega = 0$ și obținem

$$S'_z(0) = Ie^{i\theta}\iint\limits_D d\xi\,d\zeta = Ie^{i\theta}\,D, \tag{8}$$

de unde rezultă

$$\operatorname{Re} S'_z(0) + i\operatorname{Im} S'_z(0) = I_z D + iI_x D, \tag{9}$$

$$\frac{\operatorname{Im} S'_z(0)}{\operatorname{Re} S'_z(0)} = \frac{I_x}{I_z} = \operatorname{tg}\theta. \tag{10}$$

Deci, pentru determinarea unghiului θ pe care îl face vectorul de magnetizare cu verticala se procedează în modul următor : se determină spectrul componentei Z și în punctul $\omega = 0$ se duc tangente la componenta imaginară și la cea reală ; tangenta unghiului θ este egală cu raportul pantelor celor două tangente (10). Pentru trasarea corectă a tangentelor, acestea se aproximează cu dreptele care trec cel mai bine prin primele trei puncte ale graficelor.

DETERMINAREA ANOMALIEI PSEUDOGRAVITAȚIONALE

Avînd direcția $\bar{\nu}$ cunoscută, anomalia pseudogravitațională se determină cu relația (1), în care se ia $z=0$. Pentru aceasta calculăm valorile continuate analitic la diverse nivele folosind filtre cu caracteristica $e^{-|\omega|h}$

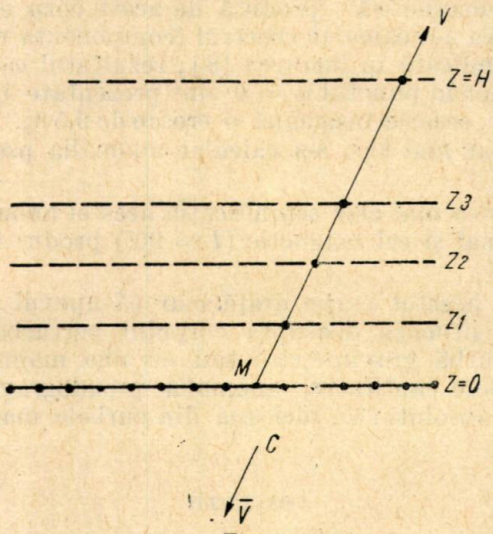


Fig. 1

[6]. Calculele se fac pînă la nivelul H, la care Z este practic zero. Apoi, din punctul în care se calculează anomalia pseudogravitațională (fig. 1), se duce o dreaptă avînd direcția $\bar{\nu}$ determinată prin procedeul descris mai

sus şi se determină valorile componentei Z în punctele de intersecţie ale acestei drepte cu diversele nivele şi, cu ele, se evaluează integrala

$$g(x) = \int_0^H Z \mathrm{d}\nu \tag{11}$$

prin procedeele de aproximaţie clasice.

Procesul de calcul se repetă pentru toate punctele x.

Se poate proceda şi în modul următor : în punctul x se duce o dreaptă avînd direcţia $\bar{\nu}$ şi pe ea se calculează valorile Z continuate în sus prin procedeul filtrării, în cîteva puncte, după care se evaluează integrala (11).

Se observă că, în ambele procedee, am luat în considerare distanţe mari pentru care $Z \to 0$, fără a fi în pericol de a lua în calcule valorile anomaliilor învecinate.

Atragem atenţia că pentru a stabiliza soluţiile problemei este necesar ca atît valorile iniţiale cît şi cele continuate analitic să fie regularizate prin procedee grafice sau analitice [7].

VERIFICARE PE UN MODEL TEORETIC

Pentru verificarea procedeului propus am luat în considerare o anomalie magnetică produsă de un cilindru orizontal infinit (extinderea în direcţia E—V), avînd următorii parametri : adîncimea axei $a = 210$ m, raza $R = 20$ m, contrastul de susceptibilitate $\varkappa = 0{,}05$, magnetizare uniformă sub acţiunea cîmpului magnetic terestru cu intensitatea $F = 44\,000\ \gamma$ şi unghiul de înclinare $I = 63°$.

Anomalia magnetică produsă de acest corp este prezentată în figura 2. Pentru ea s-a calculat spectrul (componenta reală şi imaginară) folosind metoda indicată în lucrarea [8]; rezultatul calculului precum şi trasarea tangentelor în punctul $\omega = 0$ sînt prezentate în figura 3. Calculele au dat $I = 69°$, ceea ce înseamnă o eroare de 9,5 %. Apoi, utilizîndu-se procedeul prezentat mai sus, s-a calculat anomalia pseudogravitaţională (fig. 2).

Pentru a vedea mai clar semnificaţia acestei anomalii, s-au calculat cîmpul gravitaţional şi cel magnetic ($I = 90°$) produs de acelaşi cilindru (fig. 2).

Compararea acestor curbe arată clar că apexul anomaliei pseudogravitaţionale se situează deasupra corpului perturbator, prin aceasta semănînd cu o curbă gravimetrică sau cu una magnetică cu $I = 90°$. Din punct de vedere cantitativ, anomalia pseudogravitaţională nu seamănă (în valoare absolută) cu nici una din curbele magnetice sau gravimetrice.

CONCLUZII

Algoritmul de reducere la pol a anomaliilor magnetice bidimensionale prezentat în această lucrare are următoarele avantaje :

1. Are la bază o metodă de determinare a unghiului de înclinare al vectorului de magnetizare pentru fiecare anomalie ;

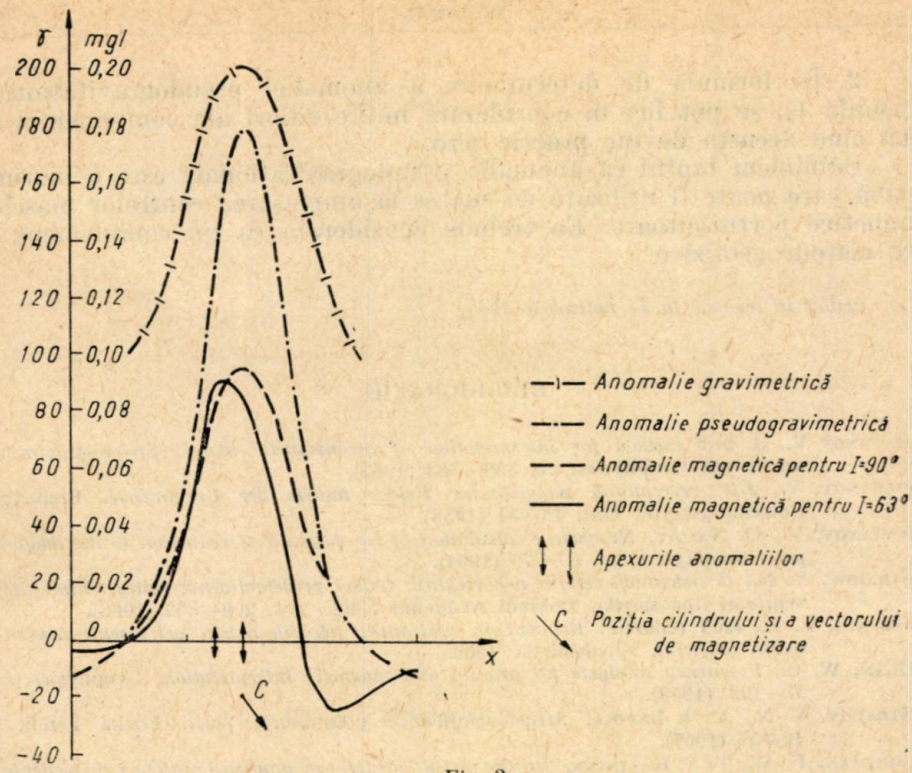

γ mgl
200 0,20
180 0,18
160 0,16
140 0,14
120 0,12
100 0,10
80 0,08
60 0,06
40 0,04
20 0,02
0
-20
-40
x
C
Anomalie gravimetrică
Anomalie pseudogravimetrică
Anomalie magnetică pentru I=90°
Anomalie magnetică pentru I=63°
Apexurile anomaliilor
C Poziția cilindrului și a vectorului de magnetizare

Fig. 2

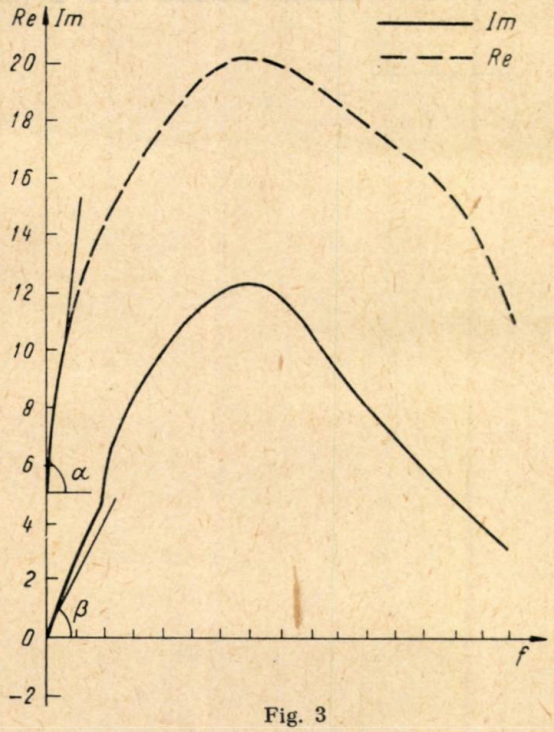

Re Im
Im
Re
20
18
16
14
12
10
8
6
4
2
0
-2
α
β
f

Fig. 3

2. În formula de determinare a anomaliei pseudogravitaționale (formula 1), se pot lua în considerare multe valori ale componentei Z, pînă cînd aceasta devine practic zero.

Subliniem faptul că anomalia pseudogravitațională este o mărime fictivă care poate fi utilizată cu succes la amplasarea centrelor maselor magnetice perturbatoare. Ea trebuie considerată ca un complement la alte metode geofizice.

Primit la redacție la 18 noiembrie 1969.

BIBLIOGRAFIE

1. Baranov V., *A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies.* Geophysics, *22*, 359–383 (1957).
2. Baranov, V., *Die berechnung magnetischer Felder mittels der Gravimetrie.* Freiberger Forschungshefte, *C45*, 45–51 (1958).
3. Baranov, V., H. Naudy, *Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole.* Geophysics, *29*, 67–79 (1964).
4. Strahov, V. N., *O cislennom reșenii nekorrektnih zadaci predstavliaemih integralnimi uravneniiami tipa svertki.* Dokladî Akademii Nauk, *178*, 299–302 (1968).
5. Fotiadi, E. E., (sub redacție) *Primenenie elektronnih țifrovih mașin pri reșenii nekotorih zadaci geofiziki.* Novosibirsk, 1963.
6. Dean, W. C., *Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation*, Geophysics, *23*, 97–128 (1958).
7. Strahov, V. N., M. I. Lapina, *Metod sglajivaniia potențialnih polei*, Fizika Zemli, *8*, 40–57 (1967).
8. Goltman, F. M., T. V. Kalinina, *Prostie metodî ciastotnogo analiza i sinteza i primenenie k reșeniiu nekotorîh geofiziceskih zadaci.* Prikladnaia geofizika, *21*, 3–25 (1958).

STUDIUL SEISMIC AL STRUCTURII SCOARȚEI TERESTRE ÎN ROMÂNIA

DE

T. IOSIF, D. JIANU, SIEGLINDE IOSIF

Centrul de cercetări geofizice, București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

1. INTRODUCERE

Cercetările făcute pînă în prezent asupra structurii scoarței terestre în România au condus la rezultate divergente care se caracterizează prin valori relativ mari ale adîncimii limitei Mohorovičić.

În țara noastră, primele determinări ale grosimii scoarței terestre au fost efectuate de G. Demetrescu și G. Petrescu [3]. Pe baza duratelor de parcurs ale undelor longitudinale P, determinate la stațiile seismice românești, pentru cutremurele adînci din Vrancea, s-a ajuns la concluzia calitativă că grosimea scoarței terestre variază pe teritoriul țării, avînd 55 km în regiunea București, 30 km în nordul Moldovei și se îngroașe pînă la 75 km în regiunea de curbură a Carpaților.

Determinările ulterioare s-au bazat în general, pe ipoteza emisă de G. Demetrescu [2] privitoare la impulsurile intermediare care apar între fazele P și S, pe înregistrările cutremurelor din Vrancea, la stațiile apropiate. Aceste impulsuri se interpretează ca unde de schimb care iau naștere la limitele de discontinuitate dintre focar și stație. În cadrul acestei concepții se obțin pentru grosimea scoarței terestre în regiunea București-Vrancea valori de 60—76 km.

Pentru verificarea ipotezei asupra impulsurilor intermediare se impunea compararea rezultatelor obținute în acest fel cu rezultate deduse prin alte procedee, diferite ca principiu și metodă.

Obiectul lucrării de față îl constituie determinarea grosimii medii a scoarței terestre pe teritoriul României, folosind hodocronele cutremurelor superficiale. Totodată se fac cîteva considerații asupra unor rezultate obținute anterior.

2. DATELE DE OBSERVAȚIE

În prezentul studiu am folosit datele de observație ale cutremurelor superficiale cu epicentrele situate în regiunea de la curbura Carpaților.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 8, NR. 1, P. 29—36, 1970

În perioada 1935—1969, în această regiune s-a produs un număr de ≈ 50 cutremure de mică adîncime, în general slabe, înregistrate numai la staţiile cele mai apropiate. Singurul cutremur mai puternic, $M = 5{,}2$, înregistrat de peste 100 staţii seismice, situate pînă la 155° distanţă epicentrică, a fost cel de la 31.V.1959.

Parametrii acestui cutremur, determinaţi de diferite centre, sînt daţi în tabela 1.

Tabela 1

	H	φ°N	λ°E
ISS	12 15 43	45,89	27,39
BCIS	12 15 41	45,7	27,7
USCGS	12 15 51	$56^1/_2$	27,0
Moscova	12 15 48	46,0	27,0

(1)

Neconcordanţa dintre valorile parametrilor de mai sus precum şi faptul că pentru adîncimea h a focarului nu se indică nici o valoare au impus redeterminarea lor. Pentru aceasta, am completat datele din ISS cu altele noi, culese din diferite buletine seismice, şi am recalculat parametrii focarului folosind programul de calcul [10].

S-au obţinut valorile :

$$E\begin{cases}\varphi^\circ = 45{,}72\ \text{N}\\ \lambda^\circ = 27{,}17\ \text{E}\\ H = 12^h\ 15^m\ 47^s{,}8\\ h = 35\ \text{km}\end{cases} \qquad (1')$$

care, în ceea ce priveşte coordonatele epicentrale, sînt apropiate de cele date de ISS. Ora la origine H şi adîncimea focarului h au rezultat din procesul de minimalizare a duratelor de parcurs folosind hodocronele Jeffreys-Bullen, valabile, în medie, pentru cutremurele distribuite pe întreg globul terestru. Aceşti parametrii constituie elemente de bază în determinarea grosimii scoarţei terestre. De aceea am verificat aceste mărimi aplicînd procedeul folosit de G. Demetrescu în [4], la staţiile apropiate ($\Delta < 2°$).

Rezolvarea ecuaţiilor prin m.p.m. ne-a condus la valorile

$$\begin{aligned} h &= 34{,}8\ \text{km}\\ \delta H &= -\ 0{,}01\ \text{s}, \end{aligned} \qquad (1'')$$

δH reprezintă corecţia ce trebuie adăugată orei de origine adoptată, $H = 12^h\ 15^m\ 48^s$. Deci pentru ora la origine a cutremurului se obţine $H = 12^h\ 15^m\ 47^s{,}9$.

Valorile (1″) coincid cu valorile corespunzătoare (1′), indicînd prin aceasta gradul înalt de precizie al ambelor determinări.

În figura 1 am reprezentat reziduurile $O - C = f(\Delta)$, corespunzătoare undelor P, obţinute faţă de parametrii (1′) (fig. 1 *a*) şi ISS, (fig. 1 *b*). Figura arată că împrăştierea cea mai mică a diferenţelor $O - C$ se

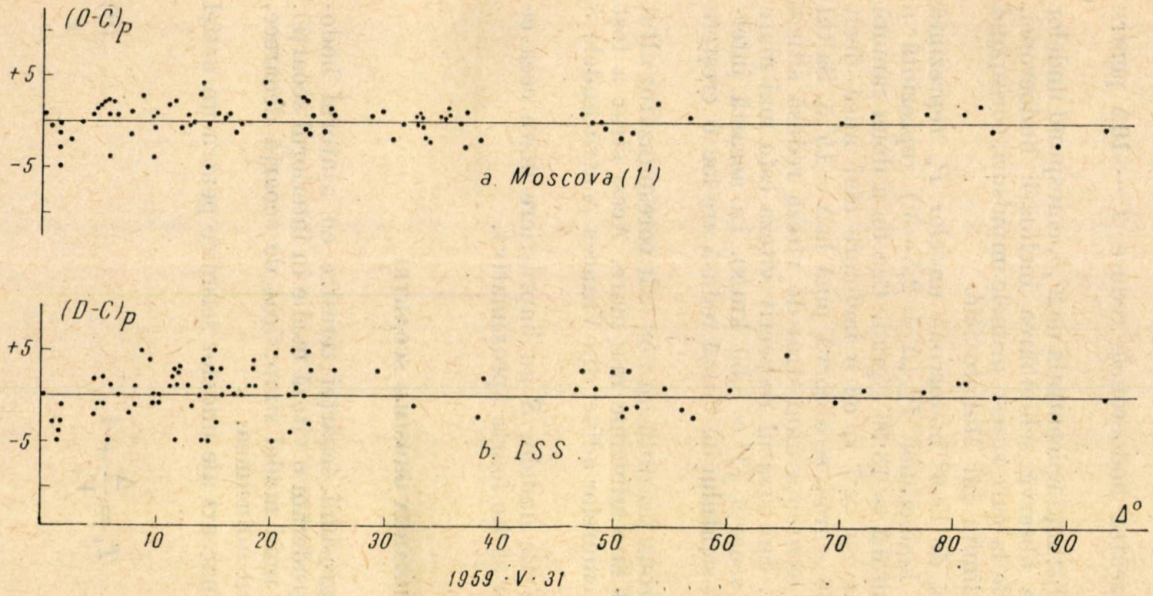


Fig. 1. — Reziduurile undelor P în funcție de $\Delta°$.

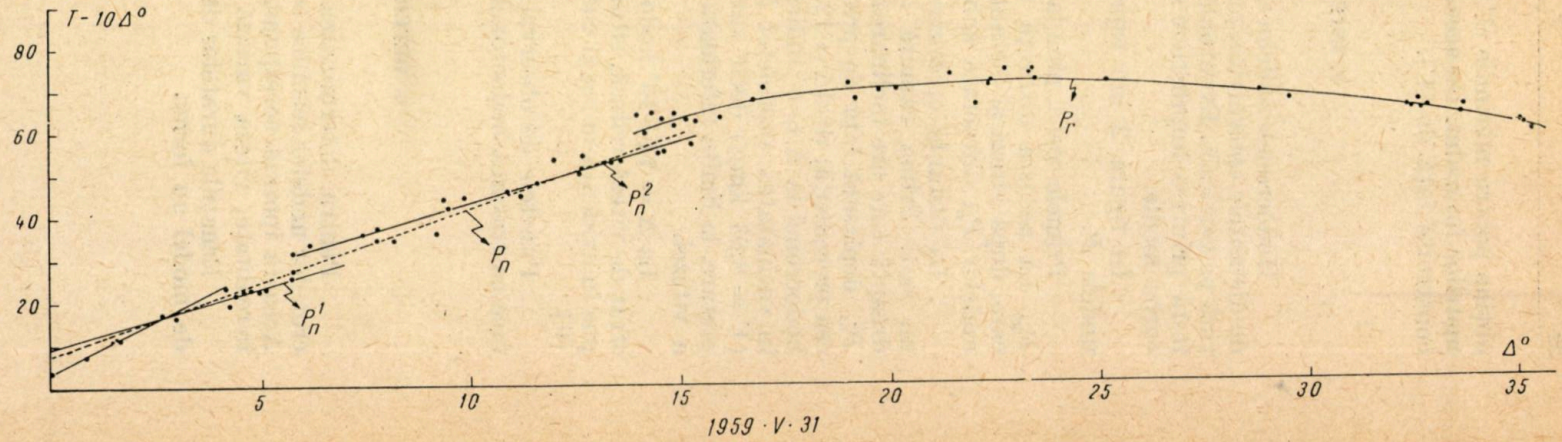


Fig. 2. — Hodocronele undelor P.

obține pentru mărimile (1′) care reprezintă valori îmbunătățite ale parametrilor focarului. De aceea hodocronele folosite în studiul nostru au fost construite față de (1′).

3. INTERPRETAREA HODOCRONELOR

Hodocronele undelor seismice, care se construiesc de obicei în funcție de distanțele epicentrice, pun în evidență numai discontinuitățile de structură pe verticală. Eventualele neomogenități în direcție orizontală se manifestă printr-o împrăștiere sau abatere a punctelor de observație față de curba medie.

În figura 2 am reprezentat hodocronele reduse $T - 10\Delta$ pentru undele P.

Primele sosiri, pînă la distanța epicentrală de 2°,5, corespund undelor P_g. La această distanță se observă schimbarea înclinării hodocronei, care, după viteză și distanțele la care sosesc primele impulsuri, corespund undelor P_n, difractate sub limita lui Mohorovičić.

La distanța epicentrică de $\simeq 6°$ hodocrona undelor P_n reprezintă un salt. Prima ramură a hodocronei P_n^1 ($\Delta = 2{,}5-6°$) reprezintă o dreaptă care are înclinarea $dt/d\Delta = 13{,}06$ s/grad. Cea de a doua ramură P_n^2, deplasată față de prima cu $\simeq 7$ s, cu o înclinare mai mică decît cea precedentă, $dt/d\Delta = 12{,}86$ s/grad, se observă pînă la $\Delta = 15°{,}5$. Saltul hodocronei la $\Delta \simeq 6°$ indică existența unui strat de viteză redusă situat în vecinătatea suprafeței M. Sub stratul respectiv viteza este mai mare ($V = 8{,}63$ km/s) decît sub scoarță ($V = 8{,}50$ km/s). În această interpretare, la limita inferioară a stratului de viteză redusă are loc o creștere a vitezei.

La $\Delta = 14-15°$ hodocrona prezintă un nou salt corespunzător altui strat de viteză redusă, situat la o adîncime mai mare. Acest strat a fost pus în evidență în cazul cutremurelor adînci din Vrancea pentru undele S [6].

Punctele de observație ale undelor S au împrăștiere mare ceea ce face ca trasarea hodocronelor să fie foarte aproximativă.

4. DETERMINAREA GROSIMII SCOARȚEI

Pentru determinarea grosimii scoarței terestre cu ajutorul hodocronelor undelor seismice considerăm o viteză medie în interiorul scoarței. Această ipoteză corespunde unui model simplificat de scoarță deoarece, în realitate, viteza variază cu adîncimea.

Ecuațiile duratelor de parcurs ale undelor seismice pentru un astfel de model au forma

$$T_i = \frac{\Delta}{V_i} + I, \qquad (2)$$

unde V_i sînt vitezele undelor P_g și P_n în scoarță și mantaua superioară, T — duratele de parcurs, iar I — mărimea determinată de intersectia hodocronei cu axa duratelor de parcurs dată de relația

$$h = \frac{I}{2}\left[\left(\frac{1}{V_g}\right)^2 - \left(\frac{1}{V_n}\right)^2\right]^{-1/2}. \tag{3}$$

Hodocronele din figura 2 pot fi aproximate liniar pe trei intervale în limitele cărora viteza s-a calculat cu metoda pătratelor minime. Valorile obținute sînt date în tabela 2

Tabela 2

		V km/s	I
1	Pg	2,84	7,24
2	P_n^1	8,08	8,50
3	P_n^2	14,39	8,63
4	P_n	7,84	8,27

(4)

Dacă se consideră că între 2°,5 și 15° hodocrona este formată dintr-o singură ramură atunci se obțin coeficienții dați în ultima linie a tabelei 2 (P_n). În acest caz hodocrona prezintă o ușoară curbură ceea ce corespunde unei creșteri a vitezei undelor seismice cu adîncimea.

În ambele interpretări valorile vitezei aparente pentru undele P_n depășesc 8 km/s, ele aparținînd zonelor superioare ale mantalei.

Pentru modelul simplificat de scoarță adoptat, cu proprietățile seismice date de valorile (4), și ținînd seamă de adîncimea focarului, se obțin următoarele valori ale grosimii scoarței:

Varianta I (P_g, P_n^1) $h = 53$ km
Varianta II (P_g, P_n) $h = 54$ km. (5)

Compararea valorilor (5) arată că cele două interpretări ale hodocronei undelor P conduc la rezultate apropiate ceea ce ne îndreptățește să tragem concluzia că grosimea scoarței terestre pe teritoriul României, în regiunea de amplasare a stațiilor seismice, are o valoare medie de $\simeq 53$ km.

5. ANALIZA REZULTATELOR SEISMOLOGICE PRIVIND STRUCTURA SCOARȚEI TERESTRE

Rezultatele din lucrarea prezentă numai aparent sînt în concordanță cu unele valori obținute anterior pe baza impulsurilor intermediare. Aceste impulsuri, care se observă în special la București pe seismogramele componentei N—S, se înregistrează cu următoarele întîrzieri față de unda P:

$$\tau_1 = 5{,}8-6{,}2 \text{ s}; \ \tau_2 = 9{,}0-9{,}5 \text{ s}; \ \tau_3 = 12{,}5-13{,}5 \text{ s}; \ \tau_4 = 16-17 \text{ s}.$$

În cazul existenței a două limite de separație, Conrad și Mohorovičić, duratele de parcurs ale impulsurilor i_1 și i_2 se notează [2]

$$i_1 = pps,\ i_2 = pss,$$

simbolurile p și s indicînd unde longitudinale și transversale în strat.

De asemenea, imediat după faza P sosește un impuls care se consideră ca undă de schimb transversală, $Ps = ppps$, formată la baza stratului sedimentar, pe baza cărei interpretări s-a determinat grosimea acestui strat. La București, impulsul Ps se înregistrează cu o întîrziere de $\simeq$ 1,2 s sau 2,0 s.

În cadrul ipotezei făcute în lucrarea [2] trebuie ca diferențele dintre valorile observate și cele calculate pentru S—P să fie zero. Punînd aceeași condiție și pentru $\tau_1(pps - ppp = 0)$ și $\tau_2(pss - ppp = 0)$ se obți nurmătoarele valori ale adîncimii la care se găsesc cele două suprafețe de discontinuitate în regiunea București-Vrancea [7]. $h_1 = 48$ km, $h_2 = 76$ km.

În unele lucrări, de exemplu [5], se dau pentru adîncimile suprafețelor Conrad și Mohorovičić valori comparabile cu alte rezultate, $h_1 = 28$ km și $h_2 = 63$ km, însă reziduurile $O - C$, corespunzătoare diferențelor τ_1, τ_2 și $S - P$, sînt inadmisibil de mari (+ 2,3 s, + 1,2 s — 1,7 s). Aceasta înseamnă că mărimile deduse nu corespund valorilor observate ($\tau_1 = 5{,}8$ s, $\tau_2 = 8{,}7$ s, S — P = 20,4 s). Pentru aceste considerente chiar în cadrul ipotezei Demetrescu [2], valorile grosimilor diferitelor strate, față de care se obțin reziduuri mari, sînt nesemnificative.

În lucrarea [1] impulsurile intermediare i_1 și i_2 se interpretează ca unde de schimb generate pe suprafața M și o altă limită de discontinuitate în mantaua superioară. Aceste limite se estimează la 40 km și 70—75 km adîncime, cea de a doua fiind în concordanță cu valorile corespunzătoare determinate în [7].

De subliniat că cele 3—4 impulsuri care apar pe înregistrările pendulilor mecanici de la București se observă numai la circa 10% din cutremurele adînci din Vrancea. Aceste impulsuri ar trebui să fie înregistrate și pe componentele orizontale ale pendulilor Galitzin. Din analiza seismogramelor rezultă că ele nu apar, cu excepția primului impuls i_1, care sosește la 5 s după unda P. De asemenea pe componenta verticală ar trebui să se înregistreze cu claritate toate, sau cel puțin o parte, din undele de schimb sosite la suprafață ca longitudinale, adică impulsurile : psp, spp ssp. În realitate seismogramele pendulului vertical nu indică nici un asemenea implus. La aceste considerații adăugăm remarca că impulsurile intermediare apar și pe seismogramele pendulilor mecanici ale cutremurelor de mică adîncime cu epicentrele situate în aceeași regiune. În acest caz undele se propagă direct prin scoarță și nu este posibil să apară unde de schimb.

Discordanța dintre informațiile obținute pentru grosimea scoarței terestre pe baza impulsurilor intermediare, $h = 76$ km, și cele rezultate din studiul hodocronelor cutremurelor superficiale $h = 55$ km, precum și observațiile de mai sus, pun sub semnul întrebării interpretările date impulsurilor respective.

În lucrarea [8] s-a arătat că toate cutremurele din Vrancea, precum și cele produse la distanțe de $2 \div 10°$, se înregistrează la București, indi-

ferent de azimut, cu perioadele $T_1 = 5{,}5-6{,}0$ s; $T_2 = 1{,}8-2{,}0$ s; $T_3 = 1{,}2-1{,}4$ s. Aceste grupe de perioade corespund frecvenței fundamentale și armonicelor de ordinul 2 și 3 ale stratului sedimentar ($h = 5\,500 - 6\,000$ m).

Impulsul *Ps* ($\Delta t = 1{,}2$ sau 2,0s) nu reprezintă altceva decît perioada cu care se înregistrează oscilațiile seismice datorită efectului de rezonanță al stratului sedimentar ($T_3 = 1{,}2$ sau 2,0). În acest caz concordanța dintre valorile obținute pe baza impulsului *Ps* și rezultatele la care conduc prospecțiunile seismice și forajele sînt întîmplătoare. De asemenea, impulsul $i_1(\tau_1 = 5{,}8-6{,}2)$ poate fi interpretat ca frecvență fundamentală a stratului sedimentar. Acest impuls-perioadă se continuă cu încă două sau trei oscilații cu perioade mai mici: $T_2' = i_2 - i_1$; $T_3' = i_3 - i_2$; $T_4' = i_4 - i_3$, care reprezintă dispersie, uneori normală, alteori inversă. Undele reprezintă, de altfel, un multiplu de perioade ($T_3 = 1{,}2$) sau semiperioade după cum se consideră momentul de apariție a oscilației.

Noi presupunem că acest tren de unde este determinat de complexul de roci sedimentare din apropierea stației și se poate interpreta ca unde de scurgere de tipul *PL*, unde „leaking", după terminologia folosită de J. Oliver și M. Maurice [9].

Unde asemănătoare apar și la alte stații, de exemplu Iași, unde prima perioadă — impuls are valoarea $T = 2$ s și corespunde frecvenței undamentale a stratului sedimentar ($h = 1\,200$ m).

6. OBSERVAȚII FINALE

Din cele de mai sus rezultă că valorile privind structura scoarței terestre în România, obținute pe baza impulsurilor-perioade înregistrate între fazele *P* și *S*, trebuie considerate neconcludente. Se impune o valorificare a tuturor informațiilor de care dispune seismologia pentru ca aceasta să-și aducă contribuția ce-i revine la obținerea unei imagini cît mai veridice asupra structurii scoarței terestre în România.

Lucrarea de față reprezintă rezultate preliminare și se referă numai la duratele de parcurs ale undelor seismice. Informații mai precise, obținute din observațiile undelor seismice provenite de la explozii și cutremure locale, înregistrate de o rețea densă de stații, pot duce la o detaliere și precizare, pe profile și regiuni, a structurii scoarței terestre.

Primit la redacție la 18 noiembrie 1969.

BIBLIOGRAFIE

1. Constantinescu L., Enescu D., Ianăș M., *Integrarea informațiilor seismologice și gravimetrice pentru studiul structurii scoarței terestre în România.* St. și cerc. geolog., geofiz., geograf., seria geofizică, **5**, *2* (1969).
2. Demetrescu G., *Despre determinarea grosimilor straturilor scoarței terestre.* St. cerc. astronseism., **III**, 1 (1958).
3. Demetrescu G., Petrescu G., *Prima evaluare a adîncimii stratului intermediar în subsolul Munteniei și Moldovei.* Revista Universității „C. I. Parhon" și a Politehnicii, București, *4—5* (1954).

4. Demetrescu G., *Détermination provisoire de l'épicentre du tremblement de terre de Roumanie du 10 novembre 1940*. Publ. Obs. Bucarest, 1941.
5. Enescu D., Radu C., *Structura scoarței terestre în regiunea București*. St. cerc. astron. seism., **III**, *1* (1958).
6. Iosif T., *K voprosu o susestvovanii sloia malih skorostei v verhnei ciasti obolociki zemli v Rumânii*. Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., série de Géophysique, **8**, *1* (1965).
7. Iosif T., *Structura scoarței terestre sub teritoriul R.P.R.* St. cerc. astron. seism. **III**, *2*, (1958).
8. Iosif T., Iosif S., *Spectrele undelor seismice ale cutremurelor cu* $\Delta = 2 - 12°$. St. cerc. geol., geofiz., geograf., seria geofizică, **7**, *1* (1969).
9. Oliver J., Maurice M., *Leaking Modes and the PL Phase*. Bull. Seism. Sos. Am., **50**, *2* (1960).
10. Piatetki-Sapiro I. I. i dr., *Opredelenie epițentrov na țifrovoi elektronnoi vîcislitelnoi masine*. DAN, SSSR, **151**, *2* (1963).

DETERMINAREA MAGNITUDINII CUTREMURELOR INTERMEDIARE DIN VRANCEA PE BAZA FORMULEI LUI W. INOUYE

DE

C. RADU

Centrul de cercetări geofizice, Bucureşti, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

INTRODUCERE

Determinarea magnitudinii cutremurelor intermediare ($h > 60$ km) a fost rezolvată pentru prima dată de către B. Gutenberg şi C. F. Richter [1], [2]. Ulterior, contribuţii importante au adus cercetătorii japonezi, printre care amintim pe K. Wadati şi T. Hirono [3] şi W. Inouye [4].

Pentru determinarea magnitudinii cutremurelor adînci din Japonia, W. Inouye a utilizat o serie de staţii japoneze şi a dezvoltat o tehnică proprie de calcul. M. Båth [5] prezintă ecuaţiile lui W. Inouye [4] sub forma modificată :

$$M = \frac{Y}{0{,}63} \qquad \text{pentru } M \leq 7$$

$$M = \frac{Y}{0{,}28 + 0{,}08\,Y} \quad \text{pentru } M > 7 \tag{1}$$

$$Y = \log \frac{A_0}{T_0} + 2{,}5 \log t_{os} - 2{,}8,$$

unde indicele zero se referă la epicentru şi t_{os} este durata de parcurs corespunzătoare undei S. Distanţa epicentrală Δ este conţinută implicit în $\frac{A_0}{T_0}$ şi t_{os}. Adîncimea h nu intră în formulă deoarece pentru M dat, creşterea lui h înseamnă creşterea lui t_{os} şi descreşterea lui $\frac{A_0}{T_0}$.

În această notă vom analiza problema determinării magnitudinii cutremurelor intermediare din Vrancea ($\varphi = 45°{,}7$ N ; $\lambda = 26°{,}7$ E)

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR, SERIA GEOFIZ., TOM. 8, NR. 1, P. 37–47, 1970

folosind ecuațiile (1) ale lui W. Inouye. Rezolvarea acestei probleme este ușurată de faptul că zona epicentrală a cutremurelor intermediare din Vrancea este relativ mică ($S = 2{,}35 \cdot 10^3$ km^2) și că în interiorul acestei zone se află stația seismică Vrîncioaia [6].

DETERMINAREA MAGNITUDINII M_V LA STAȚIA VRÎNCIOAIA

Concentrarea majorității epicentrelor în jurul punctului mediu $\varphi = 45°{,}7$ N;[1]) $\lambda = 26°{,}7$ E [7] precum și variațiile mici ale distanței ipocentrale r[1]), fac ca stația seismică Vrîncioaia să fie considerată chiar *în epicentru*, iar toate măsurătorile făcute la această stație să se refere *în epicentru* și deci să poarte *indicele zero*. Rezultă că determinarea magnitudinii cutremurelor intermediare din Carpați ($h \geqslant 100$ km) cu ajutorul formulei (1) nu prezintă nici o dificultate dacă se folosesc observațiile stației Vrîncioaia. Condițiile concrete în care au fost deduse ecuațiile (1) impun însă calculul unei corecții de stație δM^s.

Calculul magnitudinii se reduce la determinarea vitezei maxime de oscilație $\frac{A_0}{T_0}$ în unda S precum și a adîncimii h a focarului. Cunoscînd h, cu ajutorul tablelor lui Jeffreys [8] se determină durata de parcurs t_{os} a undei S pentru $\Delta = 0°$.

Ecuațiile (1) permit calculul rapid al magnitudinii M în conformitate cu relația:

$$M = \frac{Y}{0{,}63} + \delta M^s \qquad (2)$$

dacă se cunosc adîncimea h, viteza maximă de oscilație $\frac{A_0}{T_0}$ și corecția de stație δM^s.

Corecția de stație δM^s. Pentru determinarea corecției de stație δM^s vom lua ca bază magnitudinea M_B determinată la stația București din unda S[9] și vom presupune că δM^s nu variază cu adîncimea h în intervalul $h = 0{,}01 - 0{,}02$ R. Datele de observație necesare calculului mărimii δM^s sînt prezentate în tabela 1.

Au fost luate în considerație cutremurele cu adîncimea $h = 135 \pm 5$ km și magnitudinea $M \geqslant 4$. Alegerea adîncimii $h = 135$ km a fost determinată de următorii doi factori: 1) calculul funcției de calibrație $-\log\left(\frac{A}{T}\right) = 2{,}74$ [9] pentru stația București, care este luată acuma ca bază, a fost făcut pentru $h = 135$ km; 2) planul focal de densitate maximă se află la adîncimea de 135 km.

[1]) Cînd h variază în intervalul 100—160 km, pentru $\Delta = 0°$, 5, r variază în intervalul 113,5—168,0 km.

Tabela 1

Calculul corecției de stație δ *Ms*

Nr. crt.	Data	Ora *h* : *m*	Epicentrul φ°N	Epicentrul λ°E	h^* *Km*	M_B	$\frac{A}{\mu}$	$\frac{T}{s}$	$\frac{A}{T}$	$\log \frac{A}{T}$	$M_{V(1)}$	$M_{V(2)}$
1	1952 VII 16	03 :57	45,6	26,7	135	4,59	44,96	0,3	149,87	2,176	5,00	4,50
2	1953 II 22	17 :58	45,8	26,5	135	4,78	30,39	0,2	151,95	2,182	5,00	4,50
3	V 9	02 :59	45,7	26,4	135	4,46	36,53	0,2	121,77	2,086	4,84	4,34
4	V 17	02 :33	45,9	26,1	135	5,00	117,93	0,3	393,10	2,595	5,67	5,17
5	1954 IX 6	07 :23	45,5	26,5	135	3,74	15,55	0,2	77,75	1,891	4,54	4,04
6	X 27	01 :14	45,5	26,7	130	(3,52)	6,22	0,2	31,10	1,493	3,90	3,40
7	X 27	04 :42	45,5	26,7	135	4,30	14,83	0,2	74,15	1,870	4,51	4,01
8	1967 III 5	17 :22	45,8	26,8	130	3,79	37,36	0,4	93,40	1,970	4,67	4,17
9	IV 4	18 :06	45,7	26,2	131	4,01	23,20	0,3	77,33	1,888	4,54	4,04

OBSERVAȚII:

h^*) – valorile adîncimii h pentru perioada 1952–1954 au fost luate din lucrarea [10], iar pentru anul 1967 din USCGS.

M_B – magnitudinea determinată la București din unda S cu formula: $M = \log \frac{A}{T} + 2{,}74$ [9]

$MV_{(1)}$ – magnitudinea determinată la Vrîncioaia cu formula (1)
$MV_{(2)}$ – magnitudinea determinată la Vrîncioaia cu formula (2)

δMs – corecția de stație ($\delta M = \frac{\Sigma(M_B - M_{V(1)})}{n}$; n – numărul cutremurelor folosite în calcul); $\delta Ms = -0{,}50$.

$\overline{\Delta M}_{(2)}$ – abaterea medie $\left(\overline{\Delta M}_{(2)} = \pm \frac{\Sigma|M_B - M_{V(2)}|}{n}\right)$; $\overline{\Delta M}_{(2)} \pm 0{,}21$

Folosind relaţia

$$M_B - \frac{Y}{0{,}63} = \delta M^s \tag{3}$$

a fost obţinută valoarea $\delta M^s = -0{,}50$ şi deci *formula de* calcul a magnitudinii la *staţia seismică Vrîncioaia*

$$M_V = \frac{Y}{0{,}63} - 0{,}50, \tag{4}$$

sau

$$M_V = 1{,}59 \log \frac{A_0}{T_0} + 3{,}97 \log t_{os} - 4{,}44 + \delta M^s. \tag{5}$$

Aplicarea formulei (5) pentru determinarea magnitudinii unui număr de 14 cutremure carpatice intermediare (tabela 4) ne-a condus la abaterea $M_B - M_{V(5)} = \pm 0{,}25$, abatere ce se încadrează în limita erorilor de determinare a magnitudinii.

Corecţia de adîncime δM^h. Pentru aplicarea sistemului de ecuaţii (1) am admis în primă aproximaţie că staţia seismică Vrîncioaia se află în epicentru şi deci că $\Delta = 0$ pentru toate cutremurele produse în zonă. În realitate majoritatea cutremurelor carpatice intermediare se produc în sudul paralelei corespunzătoare staţiei Vrîncioaia şi deci există o variaţie a distanţei epicentrale Δ. Admiţînd o variaţie maximă $\delta\Delta = 0°{,}5$ vom evalua efectul acestei variaţii asupra magnitudinii M. Pentru aceasta vom considera ecuaţia

$$Y = \log \frac{A_0}{T_0} + 2{,}5 \log t_{os} - 2{,}8, \tag{6}$$

care poate fi scrisă sub forma

$$Y = \log \frac{A_0}{T_0} + C_h, \tag{7}$$

unde C_h este funcţie de adîncimea h. Funcţia C_h se calculează foarte uşor folosind tabelele lui H. Jeffreys [8].

În tabela 2 sînt date valorile funcţiei C_h pentru $\Delta = 0°{,}0 - 0°{,}5$ şi $h = 0{,}01 - 0{,}02$ R, precum şi variaţiile δC_h^h şi δC_h^Δ ale acestei funcţii pentru $\Delta = \text{const.}$ (coloană) şi respectiv $h = \text{const.}$ (linie).

Analiza tabelei 2 arată că rolul important în mărimea erorilor funcţiei Y îl are adîncimea h şi nu distanţa Δ ($\delta C_h^h = 0{,}51 - 0{,}42$; $\delta C_h^\Delta = 0{,}16 - 0{,}07$) şi că rolul lui Δ scade pe măsură ce h creşte.

Ecuaţia pentru determinarea magnitudinii

$$M_V = \frac{Y}{0{,}63} + \delta M^s \tag{8}$$

Tabela 2

Valorile funcției C_h

Δ^0 \ h/R	0,01	0,012	0,014	0,016	0,018	0,020	δC_h^h
0,00	0,63	0,76	0,86	0,97	1,06	1,14	0,51
01	0,64	0,76	0,87	0,97	1,06	1,14	0,50
02	0,66	0,78	0,88	0,98	1,07	1,15	0,49
03	0,70	0,80	0,90	1,00	1,08	1,16	0,46
04	0,74	0,84	0,93	1,02	1,11	1,18	0,44
05	0,79	0,88	0,97	1,05	1,13	1,21	0,42
δC_h^Δ	0,16	0,12	0,11	0,08	0,07	0,07	

poate fi scrisă și sub forma

$$M_v = a \log \frac{A_0}{T_0} + C'_h + \delta M^s, \tag{9}$$

unde $a \approx 1{,}6$ și $C'_h = \dfrac{C_h}{0{,}63}$

Tabela 3 conține valorile funcției C'_h precum și variațiile acesteia în ipoteza Δ = const. (coloană) și h = const. (linie).

Tabela 3

Valorile funcției C'_h

Δ^0 \ h/R	0,01	0,012	0,014	0,016	0,018	0,02	$\delta C'^h_h$
0,0	1,00	1,21	1,37	1,54	1,68	1,81	0,81
1	1,02	1,21	1,38	1,54	1,68	1,81	0,79
2	1,05	1,24	1,40	1,56	1,70	1,83	0,78
3	1,11	1,27	1,43	1,59	1,71	1,84	0,73
4	1,17	1,33	1,48	1,62	1,76	1,87	0,70
5	1,25	1,40	1,54	1,67	1,79	1,92	0,67
$\delta C'^\Delta_h$	0,25	0,19	0,17	0,13	0,11	0,11	

Din tabela 3 rezultă că mărimea erorilor în calculul magnitudinii M este determinată în primul rînd de variația adîncimii h; efectul distanței Δ este relativ redus ($\delta C'^h_h = 0{,}81 - 0{,}67$; $\delta C'^\Delta_h = 0{,}25 - 0{,}11$) și scade pe măsură ce h crește. *O eroare de 0°,2 în aprecierea distanței Δ pentru o adîncime bine determinată* conduce la o eroare de maxim 0,05 unități

în determinarea lui M; o eroare de 0,01 R în aprecierea lui h conduce la o eroare de 0,8 unităţi de magnitudine.

Rezultatele obţinute mai sus întăresc presupunerea noastră că staţia seismică Vrîncioaia poate fi considerată în *epicentru* şi arată că aprecierea corectă a adîncimii h are mare rol în determinarea magnitudinii M a cutremurelor carpatice intermediare.

Dacă se calculează C'_h pentru $h = 0{,}03$ R se obţine $C'_h = 2{,}35$, valoare care ne conduce la concluzia că variaţia corecţiei de adîncime δM^h este mai mică în intervalul 0,02—0,03 R decît în intervalul 0,01—0,02 R, fenomen explicat probabil prin prezenţa stratului de viteză redusă, a cărui limită superioară în zona Vrancea a fost fixată la 100 km adîncime [11].

Ecuaţia pentru calculul magnitudinii M_v. Admiţînd pentru ecuaţia magnitudinii o formulă de tipul

$$M = a \log \frac{A_0}{T_0} + b \log h + c + \delta M^s \tag{10}$$

prin comparaţie cu (9) rezultă

$$b \log h + c = C'_h. \tag{11}$$

Determinînd prin metoda celor mai mici patrate valorile coeficienţilor b şi c s-a obţinut $b = 3{,}59$ şi $c = -6{,}12$. Înlocuind a, b, c şi δM^s în formula (10) obţinem ecuaţia de calcul a magnitudinii pentru staţia Vrîncioaia[2]:

$$M_v = 1{,}6 \log \frac{A_0}{T_0} + 3{,}59 \log h - 6{,}62, \tag{12}$$

ecuaţie ce reprezintă o altă formă a ecuaţiei (1) a lui Inouye.

În figura 1 este dată reprezentarea grafică a ecuaţiei (12) pentru $h = 0{,}01 - 0{,}02$ R în scopul determinării rapide a magnitudinii M_v.

Aplicarea ecuaţiei (12) la calculul magnitudinii M a 14 cutremure (tabela 4) ne-a condus la abaterea medie $\overline{\Delta M} = \pm 0{,}25$ abatere care se încadrează în intervalul erorilor de determinare.

Procedînd la fel ca mai sus însă pentru $h = 0{,}02 - 0{,}03$ R se obţine pentru calculul magnitudinii următoarea ecuaţie:

$$M_v = 1{,}6 \log \frac{A_0}{T_0} + 3{,}42 \log h - 6{,}20. \tag{13}$$

---

[2]) Parametrul h din formula (12) poate fi exprimat prin diferenţa $S - P$ şi atunci se obţine o formulă care permite calculul magnitudinii M pe baza mărimilor $\frac{A_0}{T_0}$ şi $S - P$, calcul foarte rapid dacă se foloseşte o nomogramă.

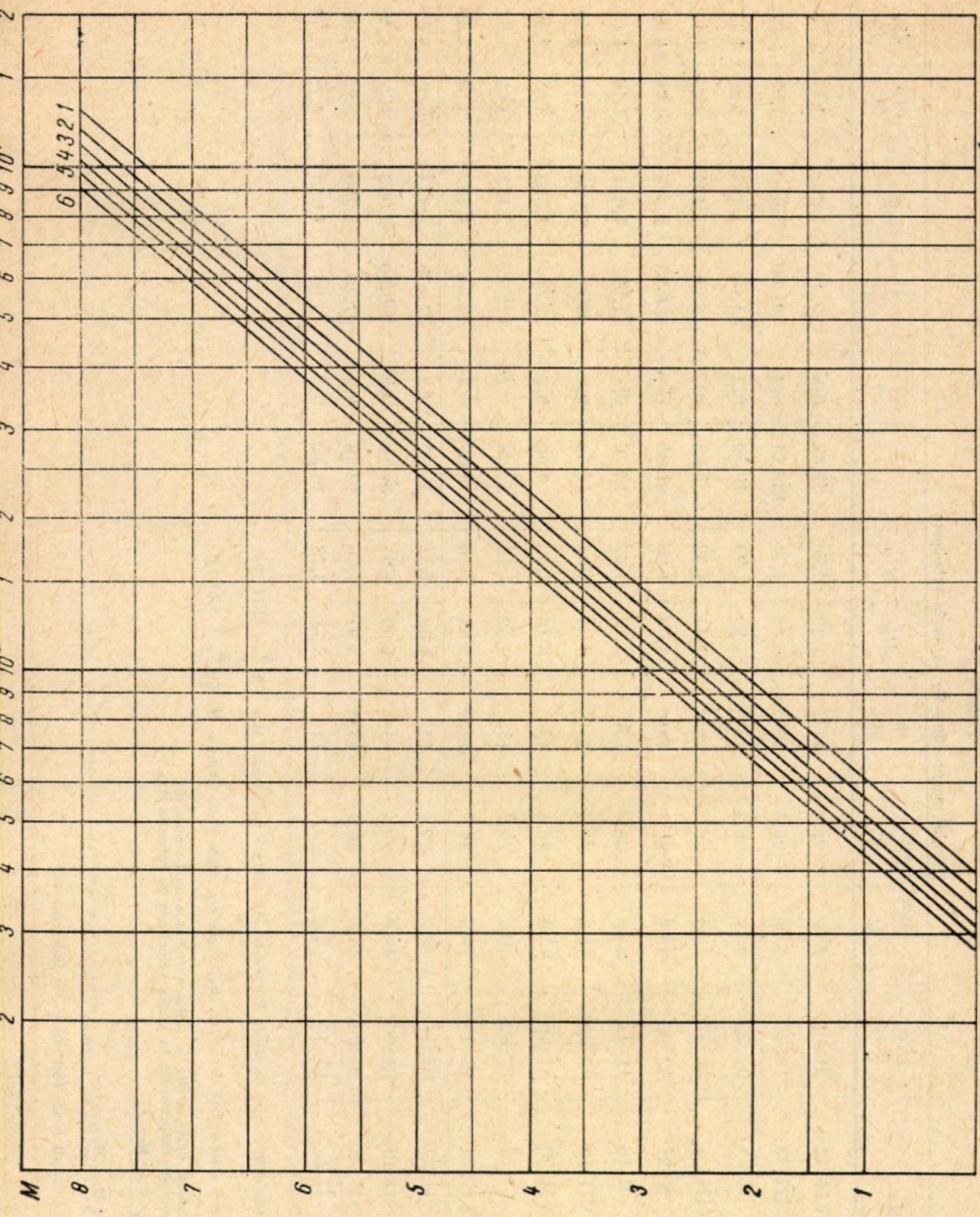


Fig. 1. — Diagrama pentru calculul magnitudinii M pe baza formulei (12).
1) $h=0{,}01R$; 2) $h=0{,}012R$; 3) $h=0{,}014R$; 4) $h=0{,}016R$; 5) $h=0{,}018R$; 6) $h=0{,}02R$.

Tabela 4

Calculul magnitudinii M_V la stația Vrincioaia

Nr. crt.	Data	Ora *h:m*	Epicentrul $\varphi^\circ N$	Epicentrul $\lambda^\circ E$	*h* km	M_B	M'_V	$\frac{A}{\mu}$	$\frac{T}{s}$	$\frac{A}{T}$	$\log \frac{A}{T}$	M_V (5)	M_V (12)
1	1952 VII 14	21 :01	45,9	26,7	115*	4,23	3,96	22,62	0,3	75,40	1,877	3,77	3,78
2	VIII 3	16 :36	45,6	26,5	120*	5,13	4,74	139,14	0,3	463,80	2,666	5,09	5,11
3	1954 V 9	09 :25	45,6	26,3	150*	3,90	3,99	16,80	0,2	84,00	1,924	4,28	4,27
4	VIII 5	21 :22	45,5	26,3	120*	3,24	3,52	5,62	(0,2)	28,25	1,441	3,14	3,15
5	X 21	12 :02	45,6	26,5	120*	4,64	4,60	67,25	(0,2)	336,25	2,527	4,87	4,89
6	1955 I 16	11 :14	45,7	26,6	150	3,42	3,92	14,20	0,2	71,00	1,851	4,16	4,15
7	VII 19	07 :02	45,6	26,3	150	3,91	4,01	17,33	0,2	86,65	1,938	4,30	4,29
8	VII 20	07 :46	45,8	26,4	150	3,43	3,42	4,50	0,2	22,50	1,352	3,37	3,36
9	XI 14	17 :52	45,7	26,5	155*	4,63	4,18	32,28	0,25	129,12	2,111	4,62	4,62
10	XII 24	18 :43	45,5	26,3	125*	3,64	3,70	48,7	0,2	42,35	1,627	3,51	3,49
11	XII 27	08 :11	45,7	26,4	145	4,62	4,51	55,54	0,2	277,70	2,444	5,05	5,05
12	1956 II 13	13 :26	45,6	26,5	150	3,99	4,07	20,12	0,2	100,60	2,003	4,40	4,40
13	III 2	23 :00	45,6	26,4	115*	3,91	4,06	19,48	0,2	97,40	1,989	3,95	3,96
14	1967 VII 25	12 :33	45,8	26,5	146	3,72	3,72	13,50	0,3	45,00	1,653	3,79	3,79

OBSERVAȚII

M_B – magnitudinea determinată la stația București din unda S cu formula $M = \log \frac{A}{T} + 2{,}74$ [9].

M'_V – magnitudinea determinată la stația Vrîncioaia din unda S cu formula $M = \log \frac{A}{T} + 1{,}07$ [14].

$M_{V(5)}$ – magnitudinea determinată la stația Vrincioaia cu formula (5).
$M_{V(12)}$ – magnitudinea determinată la stația Vrincioaia cu formula (12).

$$\overline{\Delta M}_{(5)} = \frac{\pm\Sigma|M_B - M_{V(5)}|}{n} = \pm 0{,}25.$$

$$\overline{\Delta M}_{(12)} = \frac{\pm\Sigma|M_B - M_{V(12)}|}{n} = \pm 0{,}25$$

15^{0}* – valorile adîncimii *h* au fost luate din lucrarea [10]

COEFICIENTUL DE AMORTIZARE

Dacă în formula (10) se presupune $M = 0$ se obține următoarea lege de variație a vitezei maxime de oscilație cu adîncimea

$$\log \frac{A_0}{T_0} = b' \log h + c' + \delta M^s, \tag{14}$$

unde $b' = \frac{-b}{1{,}6}$, $c' = \frac{-c}{1{,}6}$ și $\delta M^{s'} = \frac{-\delta M^{s'}}{1{,}6}$. Coeficientul b' reprezintă indicele de amortizare și caracterizează viteza medie de amortizare a mărimii $\frac{A}{T}$ în partea superioară a mantalei.

Scriind relația (14) pentru cele două cazuri studiate, ecuațiile (12) și (13), obținem

$$\log \frac{A_0}{T_0} = 4{,}16 - 2{,}26 \log h \tag{15}$$

și

$$\log \frac{A_0}{T_0} = 3{,}89 - 2{,}15 \log h \tag{16}$$

sau

$$\frac{A_0}{T_0} = K_1 h^{-2.26} \quad (h = 100 - 160 \text{ km}) \tag{17}$$

și

$$\frac{A_0}{T_0} = K_2 h^{-2.15} \quad (h = 160 - 200 \text{ km}), \tag{18}$$

unde K_1 și K_2 reprezintă viteza de oscilație a particolei în focar. Analiza ecuațiilor (17) și (18) ne conduce la următoarele observații:

1) indicele de amortizare b' scade cu adîncimea h, rezultat în bună concordanță cu cercetările noastre anterioare [12];

2) valoarea indicelui de amortizare $b' = 2{,}26$ coincide cu valoarea predominantă a indicelui de amortizare $n^*_{A/T} = 2{,}5 \pm 0{,}5$ obținută pentru cutremurele intermediare din Vrancea pe baza undei S [12].

ÎNREGISTRAREA MICROCUTREMURELOR ȘI ULTRAMICROCUTREMURELOR

Relația (12) permite calculul deplasării în unda S la stația seismică Vrîncioaia pentru un cutremur cu magnitudinea $M = 0$. Presupunînd $h = 135$ km și $T = 0{,}2$ s rezultă $A = 0{,}034$ μ, deplasare, care pe

seismograma unui aparat va avea diferite mărimi (admiţînd că $A_0^N = A_0^E$; $A_0 = \sqrt{(A_0^N)^2 + (A_0^E)^2)}$:

$$A_0^{N,E} = 0{,}184 \text{ mm pentru } V = 1{,}0.10^3,$$
$$A_0^{N,E} = 0{,}92 \text{ mm pentru } V = 2{,}5.10^4, \quad (19)$$
$$A_0^{N,E} = 1{,}84 \text{ mm pentru } V = 1{,}0.10^5,$$

mărimi care arată că aparatura existentă în prezent la staţia seismică Vrîncioaia[3] asigură posibilitatea înregistrării de cutremure cu M <1, adică a ultramicrocutremurelor.

Mărimea $A_0 = 0{,}034$ μ este în bună concordanţă cu rezultatele anterioare care indică o deplasare a solului $A_0 = 0{,}056$ μ pentru un cutremur cu magnitudinea $M = 0$ [13].

Determinarea magnitudinii M la staţia seismică Vrîncioaia cu formula (12) impune cunoaşterea cu suficientă precizie a adîncimii h a focarului. Admiţînd că staţia Vrîncioaia poate fi considerată ca situată *în epicentru* rezultă că diferenţa $S-P = f(\Delta, h)$ pentru $\Delta = 0$ ne dă prima indicaţie asupra lui h[4]. Adîncimea h astfel determinată reprezintă o valoare maximă h_{max}, deoarece diferenţa $S-P$ corespunde în realitate distanţei ipocentrale r şi $r \geqslant h$.

Aparatura existentă la staţia seismică Vrîncioaia permite stabilirea diferenţei $S-P$ şi deci calculul lui h_{max} pentru toate cutremurele carpatice intermediare. Din tabelele lui H. Jeffreys [8] rezultă că adîncimii $h = 96$ km ($h/R = 0{,}010$) pentru $\Delta = 0$ îi corespunde o diferenţă $S-P = 10{,}1$ s. În clasificările noastre viitoare, privind microcutremurele şi ultramicrocutremurele, vom considera cutremure adînci ($h \geqslant 100$ km), cutremurele care au la staţia seismică Vrîncioaia o diferenţă $S-P \geqslant 10{,}5$ s. Toate cutremurele cu $S-P < 10{,}5$ s vor fi considerate a avea focarul în afara limitei superioare a astenosferei.

Precizia în determinarea lui h_{max} depinde de precizia măsurătorilor. Analiza funcţiei $S-P = f(\Delta, h)$ arată că o eroare de $\pm 1{,}2$ s conduce la o eroare de ± 13 km (0,002R) în determinarea lui h şi deci la o eroare de $\pm(0{,}18 \div 0{,}11)$ în determinarea magnitudinii M. Admiţînd o precizie a măsurătorilor de $\pm 0{,}2$ s, precizie care se poate presupune la staţia seismică Vrîncioaia, rezultă o eroare de $\pm 2{,}2$ km în determinarea lui h şi deci o eroare de $\pm(0{,}03 \div 0{,}01)$ în determinarea lui M.

Valoarea h_{max} determinată de noi pe baza diferenţei $S-P$ diferă de adîncimea h cu o cantitate $\delta h = f(\Delta)$. Analiza funcţiei $S-P = f(\Delta, h)$ arată că o variaţie $\delta\Delta = 0°{,}5$ conduce la $\delta h = -13$ km, *iar o variaţie* $\delta\Delta = 0{,}°3$, *distanţă la care se produc majoritatea cutremurelor*, conduce la $\delta h = -5$ km. Admiţînd deci că $h = h_{max}$ vom face o eroare în plus de cca 5 km, şi deci o eroare de $+(0{,}07 \div 0{,}04)$ în determinarea lui M.

---

[3]) Începînd cu 22 iunie 1969 la staţia seismică Vrîncioaia lucrează un vitezograf, compus dintr-un semireceptor VEGIK–M şi un galvanometru A 82, cu următorii parametrii $T_s = 1{,}0$ s; $D_s = 0{,}704$; $T_g = 0{,}0625$ s; $D_g = 0{,}705$; $\sigma^2 = 0{,}0298$; $V_{Tg} = 1{,}2 \cdot 10^5$.

[4]) Consideraţiile se referă la ipoteza anterioară că $\Delta \leqslant 0°{,}3$.

CONCLUZII

1. Determinarea magnitudinii M a cutremurelor carpatice intermediare pe baza formulei (12) se face cu eroare de $\pm$ 0,25.

2. Efectul adîncimii în calculul magnitudinii se manifestă printr-o corecție $\delta M^h = 0{,}8$ la o variație a adîncimii $\delta h = 0{,}01$ R.

3. Admiterea stației Vrîncioaia „*în epicentru*" conduce la o eroare de maxim 10 km în determinarea adîncimii h a focarului ($h = h_{max} -$ — 10 km) cutremurelor intermediare cu $h \geqslant 100$ km.

4. Formula (12) permite clasificarea magnitudinală a tuturor microcutremurelor și ultramicrocutremurelor înregistrate la stația seismică Vrîncioaia după 1 mai 1967.

5. Existența la stația seismică Vrîncioaia a aparaturii cu înaltă sensibilitate permite clasificarea rapidă a cutremurelor intermediare — cu $h \geqslant 100$ km — după adîncimea h ($h = f_1(S-P)$) și deci determinarea cu mai multă precizie a poziției epicentrului printr-un proces de aproximare a hodografului ($t = f_2(\Delta)$).

Primit la redacție la 10 noiembrie 1969.

BIBLIOGRAFIE

1. B. Gutenberg, *Magnitude determination for deep-focus earthquakes.* Bull. Seism. Soc. Amer., *35*, 117—130 (1945).
2. B. Gutenberg and C. F. Richter, *Magnitude and energy of earthquakes.* Ann. di Geofis., *9*, 1—15 (1956).
3. K. Wadati and T. Hirono, *Magnitude of earthquakes — especially of near, deep — focus earthquakes.* Geophys. Mag., *27*, 1—10 (1956).
4. W. Inouye, *Magnitude of deep — focus earthquakes in and near Japan.* Papers in Met. and Geophys., *9*, 177—192 (1959).
5. M. Båth, *Earthquake energy and magnitude.* Physics and Chemistry of the Earth, *7*, 115—165 (1966).
6. C. Radu, *Regimul seismic al regiunii Vrancea.* St. cerc. geol., geofiz., geogr. Seria geofizică, **3**, *2*, 279—321 (1965).
7. C. Radu, *Direcția probabilă a zonei epicentrale Vrancea.* St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geofiz., **6**, *1*, 61—73 (1968).
8. H. Jeffreys and K. E. Bullen, *Seismological Tables*, 1958.
9. T. Iosif, C. Radu, *Asupra determinării magnitudinilor cutremurelor adînci din Vrancea.* St. cerc. astr. seism., *4*, *1*, 261—269 (1959).
10. T. Iosif, *Distribuția epicentrelor cutremurelor adînci din Vrancea și structura mantalei superioare.* St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geofizică, **6**, *1* (1968).
11. G. Petrescu, C. Radu, P. Ionescu-Andrei, *Activitatea seismică pe teritoriul R.P.R. în anul 1959. Considerații asupra astenosferei și structurii scoarței în regiunea Vrancea.* St. cerc. astron. seism., **6**, *2*, 247—258 (1961).
12. C. Radu, *Caractéristiques des amplitudes des tremblements profonds de Vrancea.* Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr., Série de Géophysique, **11**, *1*, 39—46 (1967).
13. C. Radu, *Contributions à la determination de la magnitude des tremblements profonds des Carpates.* Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr., Série de Géophysique, **8**, 35—52 (1964).

CERCETĂRI ASUPRA VIBRAȚIILOR PROVOCATE DE CIRCULAȚIA PE CALEA FERATĂ [1])

DE

C. RADU

Centrul de cercetări geofizice, București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

INTRODUCERE

Vibrațiile produse de diferite surse artificiale ridică o serie de probleme legate de buna funcționare a unor instalații, precum și de desfășurarea normală a activității oamenilor. Cercetările întreprinse în diferite țări arată că efectul vibrațiilor depinde de intensitatea sursei, distanța pînă la sursă și constituția terenului. Ultimul factor, constituția terenului, se manifestă în nivelul și structura spectrală a oscilațiilor [1].

Studiul efectului vibrațiilor în cadrul Secției de seismologie a Centrului de cercetări geofizice al Academiei R. S. România a fost posibil după anul 1964, cînd Secția de seismologie, echipată cu aparatură de scurtă perioadă, și-a îndreptat atenția și spre studiul diferitelor probleme practice ridicate de dezvoltarea economiei naționale a României [2], [3]. În seria acestora se încadrează și problema de care ne vom ocupa în această lucrare, adică de efectul vibrațiilor provocate de circulația pe linia ferată de centură (notată l.f.c. în fig. 1) asupra clădirii Centrului de calcul electronic (CCE) al Centrului de perfecționare a cadrelor de conducere (CPCC).

Schița comunei Otopeni cu poziția CPCC este prezentată în figur 1, iar schița cu poziția CCE al CPCC în figura 2.

Institutul de proiectare „Proiect București" în calitate de proiectant al CCE a cerut Centrului de cercetări geofizice al Academiei R.S.R. să rezolve următoarele probleme:

1. Influența vibrațiilor — provocate de circulația pe l.f.c. —asupra mașinilor electronice de calcul ale CCE.

---

[1]) Lucrare executată în baza contractului încheiat între Centrul de cercetări geofizice al Academiei R.S.R. și Institutul de proiectare „Proiect București".

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM 8, NR. 1, P. 49–71, 1970

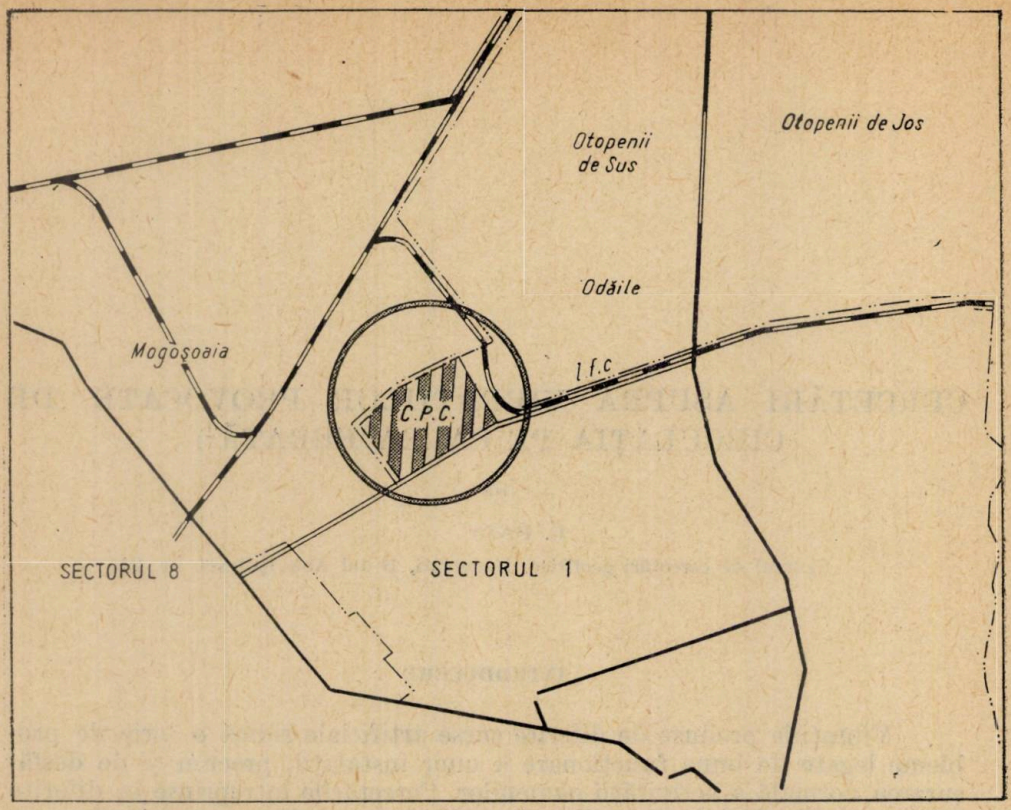


Fig. 1. — Schiţa comunei Otopeni şi poziţia Centrului de perfecţionare a cadrelor de conducere (CPCC).

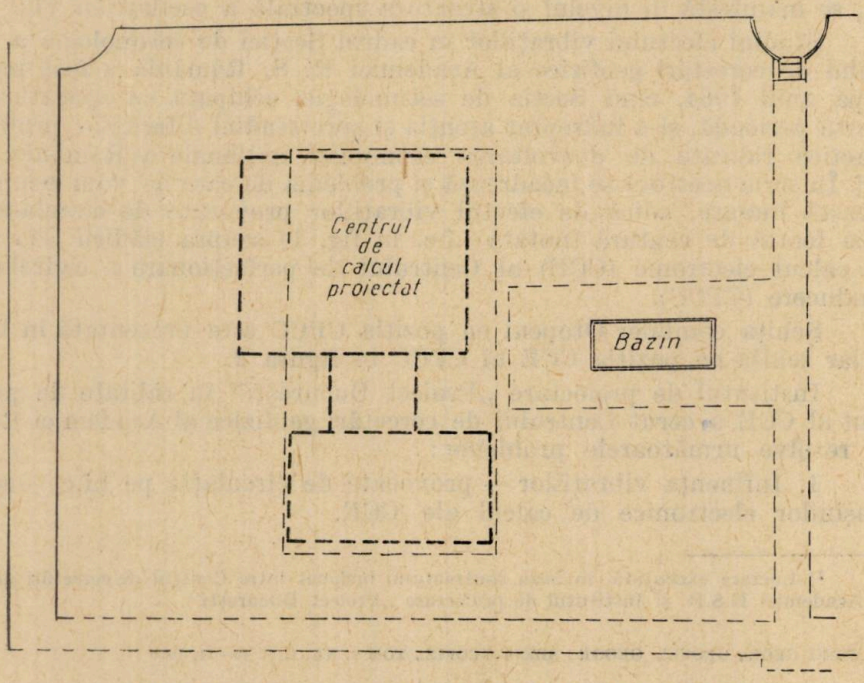


Fig. 2. — Schiţa cu poziţia Centrului de calcul al CPCC.

2. Perioada predominantă de oscilație a solului în punctul CCE.

3. Influența vibrațiilor — provocate de circulația pe l.f.c. — asupra personalului care va deservi mașinile de calcul ale CCE.

Rezolvarea problemei nr. 3 a fost dictată de normele de securitate la locul de muncă.

În studiul tehnico-economic al Institutului de proiectare „Proiect București" au fost luate în considerație 2 variante : a) construcția CCE pe terenul actualului teren de sport — punctul *A* și b) construcția CCE pe terenul din vecinătatea barăcilor — punctul *B*. Deoarece punctul *B* este mult mai apropiat de linia ferată de centură decît punctul *A* (d_A = = 275 m; d_B = 152 m), condițiile geologice fiind aceleași, pentru studiul nostru am luat în considerație numai punctul *A*.

Solul în punctul *A* este constituit din depozite compacte situate peste argile, fapt care face ca apa de ploaie să nu fie absorbită rapid. Pînza de apă freatică aflîndu-se la 8 m adîncime nu ridică probleme speciale pentru fundația clădirii.

Analizînd figura 1 rezultă că nivelul zgomotului seismic în punctul *A* este determinat în primul rînd de circulația pe linia de centură București—Constanța, pe unde trec zilnic cca. 30 de trenuri de marfă. A doua sursă de zgomot — însă secundară — este circulația feroviară pe linia Mogoșoaia — București.

Măsurătorile vibrațiilor s-au făcut în perioada 27—30 decembrie 1967 conform metodicii indicate în lucrările [4], [5]. Aparatura seismică folosită, tehnica de măsurare și rezultatele măsurătorilor vor fi prezentate în cele ce urmează.

APARATURA SEISMICĂ. MATERIALUL DE OBSERVAȚIE

Pentru efectuarea măsurătorilor s-a folosit stația seismică mobilă a Secției de seismologie, echipată cu aparatură de înaltă sensibilitate. Recepționarea undelor s-a făcut cu ajutorul a trei seismoreceptori tip *VEGIK* [6], care au înregistrat deplasarea solului. Unul din seismoreceptori a înregistrat componenta verticală a deplasării (Z), altul pe cea orizontală paralelă cu calea ferată ($H_{\parallel}$) iar al treilea componenta perpendiculară pe calea ferată ($H_{\perp}$). Înregistrarea oscilațiilor seismice s-a făcut cu un oscilograf tip *POB*—12 *M*, dotat cu galvanometre *GB*—*IV*—*S*—15 [7]. Constantele aparatelor sînt prezentate în tabela 1, iar curbele de amplificare V(T) în figura 3.

Constantele aparatelor și curbele de amplificare au fost calculate prin metoda descrisă în [8], [9], metodă folosită în prezent la Secția de seismologie.

Seismoreceptorii au fost amplasați la marginea estică a terenului de sport, adică pe locul unde în viitor se va înălța clădirea mașinilor de calcul (fig. 2, punctul notat cu *A*). Amplasarea seismoreceptorilor s-a făcut într-o groapă de cca. 2 m adîncime, adîncime la care se va începe și fundația

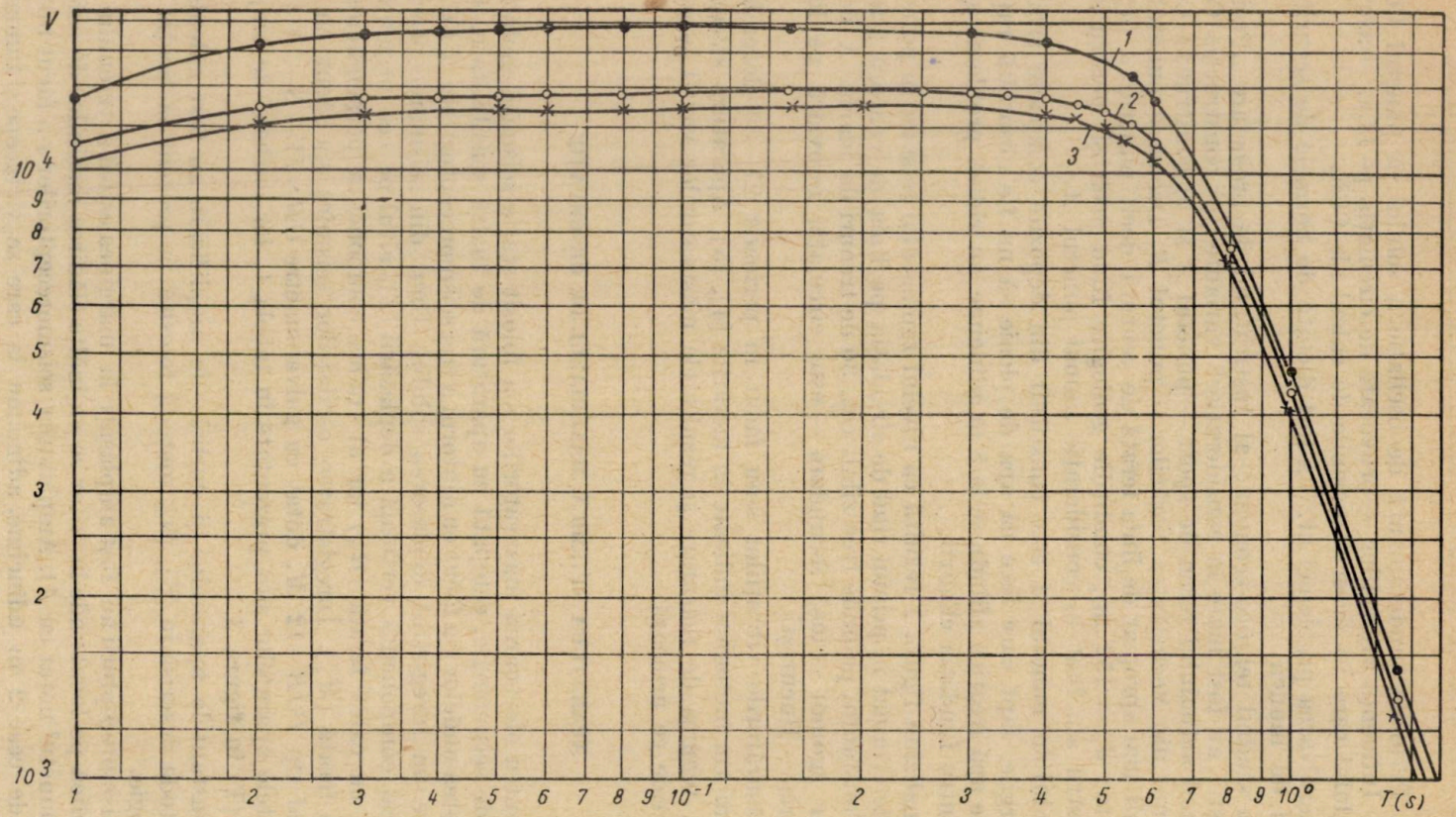


Fig. 3. — Curbele de amplificare $V(T)$ ale aparatelor de măsurat :
3 — $VEGIK_z$ 364 + GB — IV 1184 ; 2 — $VEGIK_\perp$ 357 + GB — IV 338 ; 1 — $VEGIK_{\parallel}$ 371 + GB — IV 97.

Tabela 1

Constantele aparatelor de măsurat

Nr.	Seismoreceptorul	Comp.	Galvanometrul	Constante				
				T_1	D_1	T_2	D_2	V_{max}
1	*VEGIK* nr. 364	Z	$GB-IV-S-15$ nr. 1184	0,7	0,5	0,07	5,0	13.045
2	*VEGIK* nr. 357	$H_\perp$	$GB-IV-S-15$ nr. 338	0,7	0,5	0,07	5,0	13.960
3	*VEGIK* nr. 371	$H_\parallel$	$GB-IV-S-15$ nr. 97	0,7	0,5	0,07	4,2	17.480

clădirii. Oscilograful *POB*—12 *M* cu ajutorul căruia s-a făcut înregistrarea semnalelor recepționate a fost amplasat sub cort la cca. 15 m de seismoreceptori.

Deoarece ne-a interesat în special nivelul zgomotului provocat de circulația pe linia ferată s-au executat măsurători numai în timpul zilei.

Înregistrările s-au făcut la diferite momente cu scopul de a prinde diferite situații : circulația pe linia București — Constanța, circulația pe linia București — Mogoșoaia, tren cu locomotivă cu aburi, tren cu locomotivă Diesel, circulație rutieră pe șoseaua din fața punctului *A* etc. Durata unei înregistrări a fost de 1—3 minute, în funcție de importanța sursei de zgomot. Viteza de desfășurare a hîrtiei a fost de 23 m/minut. În total au fost executate 15 probe. Situația acestor probe și a zgomotului în timpul înregistrării este prezentată în tabela 2.

În figurile 4 (*a*, *b*) sînt prezentate porțiuni de oscilograme reprezentînd înregistrări tipice ale vibrațiilor studiate. Remarcăm excelenta lor calitate.

Cele trei trase pe oscilogramă reprezintă de sus în jos înregistrări ale componentelor $H_\parallel$, Z și $H_\perp$.

METODA DE LUCRU. REZULTATE

Pentru rezolvarea celor trei probleme amintite mai sus ne-am bazat pe experiența obținută în Japonia și U.R.S.S. privind studiul zgomotului seismic și al exploziilor, experiență care se bazează în cele din urmă pe studiul distribuției frecvențelor și amplitudinilor oscilațiilor solului în punctul de observație [1], [5], [10], [11].

Indiferent de caracterul sursei de perturbații (cutremur, explozie, microoscilații) s-a constatat că fiecare teren are o perioadă predominantă de oscilație iar amplitudinea oscilației depinde de constituția geologică Cunoașterea perioadei predominante a terenurilor are mare importanță. pentru tehnica construcțiilor care trebuie să țină seama nu numai de intensitatea seismică de calcul ci și de perioada proprie de oscilație a clădirii. Perioada proprie de oscilație a clădirii se determină empiric sau se calculează aproximativ dacă sînt cunoscute masa și caracteristicile

Tabela 2

Situaţia probelor şi a zgomotului seismic

Nr.	Data	Ora *h* : *m*	Durata *m*	Viteza hîrtiei mm/s	Comp.	Situaţia zgomotului seismic		
						Minutul 1	Minutul 2	Minutul 3
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	1967 XII 29	12 : 55	3	23	$H_{\parallel}$ Z $H_{\perp}$	Pompă montată pe camion lucrează în vecinătatea aparatelor	Pompa lucrează + Motorul camionului funcţionează + Maşina IMS pe şoseaua principală	Motorul camionului funcţionează (început minut)
2	XII 29	15 : 08	3	23	$H_{\parallel}$ Z $H_{\perp}$	Tren cu multe vagoane şi viteză mare	Trenul care s-a depărtat + Camionul care merge spre şoseaua principală	Trenul care s-a depărtat mult + Camionul care circulă pe şoseaua principală
3	XII 29	15 : 13	1	23	$H_{\parallel}$ Z $H_{\perp}$	Linişte completă	—	—
4	XII 29	15 : 27	3	23	$H_{\parallel}$ Z $H_{\perp}$	Tren cu7 vagoane (locomotivă cu aburi) + Avion cu reacţie	Trenul care s-a depărtat	Trenul care s-a depărtat mult
5	XII 29	16 : 00	1	23	$H_{\parallel}$ Z $H_{\perp}$	Linişte completă	—	—
6	XII 30	10 : 14	3	23	$H_{\parallel}$ Z $H_{\perp}$	Tren cu 4 vagoane (locomotivă Diesel) + Vînt	Trenul care s-a depărtat + Vînt	Trenul care s-a depărtat mult + Autoturism care circulă pe şoseaua principală
7	XII 30	10 : 28	1/2	23	$H_{\parallel}$ Z $H_{\perp}$	Maşină grea cu macara circulă pe şoseaua principală	—	—
8	XII 30	10 : 30	1	23	$H_{\parallel}$ Z $H_{\perp}$	Zgomot puternic de tren provocat de circulaţia pe linia Bucureşti—Ploieşti	—	—
9	XII 30	10 :47	2	23	$H_{\parallel}$ Z $H_{\perp}$	Tren cu locomotivă Diesel + Maşină pe şosea (la finele minutului)	Trenul care s-a depărtat	—

Tabela 2 (continuare)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	XII 30	11 : 53	2	23	$H_{\parallel}$ Z $H_{\perp}$	Zgomot puternic de tren provocat de circulația pe linia București—Ploiești	Trenul care s-a depărtat	—
11	XII 30	11 : 55	1	23	$H_{\parallel}$ Z $H_{\perp}$	Locomotivă execută manevră	—	—
12	XII 30	12 : 10	1	23	$H_{\parallel}$ Z $H_{\perp}$	Tren cu cîteva vagoane (locomotivă cu aburi)	—	—
13	XII 30	13 : 12	2	23	$H_{\parallel}$ Z $H_{\perp}$	Tren cu multe vagoane	Trenul care s-a depărtat	—
14	XII 30	13 : 40	2	23	$H_{\parallel}$ Z $H_{\perp}$	Tren cu multe vagoane	Trenul care s-a depărtat	—
15	XII 30	15 : 25	3	23	$H_{\parallel}$ Z $H_{\perp}$	Tren cu multe vagoane	Trenul care s-a depărtat	Trenul care s-a depărtat mult

elastice ale elementelor clădirii. După cum se știe clădirile cu 1—3 nivele au perioada proprie de oscilație de 0,1—0,3 s [4], [12].

Pentru calculul acțiunii vibrațiilor asupra clădirilor alături de spectrele accelerației se folosesc de asemenea spectrele vitezei și deplasării. Totuși ele nu conduc la o caracteristică nouă a mișcării terenului. Se știe că spectrele deplasării, vitezei și accelerației sînt legate între ele. Cunoscînd una din aceste mărimi se pot determina și celelalte două. Trebuie remarcat totuși că spectrele vitezei caracterizează mai bine energia vibrației în punctul de observație [12].

Ținînd seama de cele de mai sus, precum și de problemele ce-au fost propuse pentru rezolvare vom studia în continuare comportarea funcțiilor :

$$N = f_0(T), \tag{1}$$

$$A_{max} = f_1(T) \tag{2}$$

și

$$a_{max} = f_2(T), \tag{3}$$

funcții ce reprezintă distribuția frecvenței N, amplitudinii maxime A_{max} și accelerației a_{max}.

Perioadele T și amplitudinea dublă $2A$ au fost măsurate direct pe oscilogramă folosind același procedeu ca în lucrarea [13]. Precizia de măsurare a perioadei T este de $\pm$ 0,025 s. Amplitudinile măsurate în mm pe seismogramă au fost transformate în μ ținînd seama de sensibilitatea fiecărui canal precum și de faptul că amplificarea V diferă cu mai puțin de 10% pe intervalul cercetat al perioadelor.

Frecvența perioadelor. Pentru determinarea perioadei predominante de oscilație a terenului am construit grafic funcțiile $N = f_0(T)$ pe baza

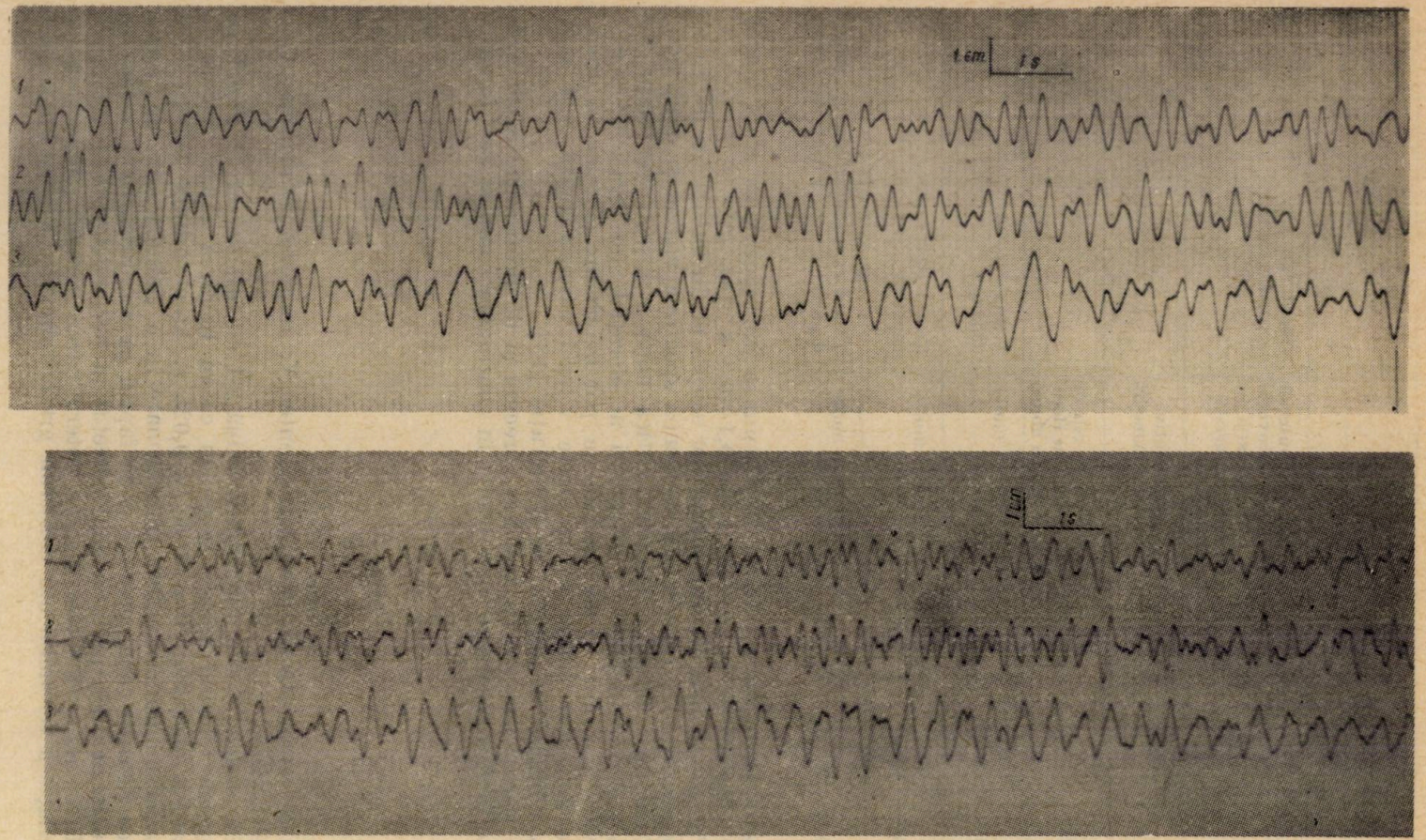


Fig. 4. — Porțiuni ale oscilogramelor obținute în timpul măsurătorilor :
a) Proba nr. 2 — minutul 1 ; b) Proba nr. 4 — minutul 1. Pentru ambele cazuri : 1) înregistrarea $VEGIK_{\parallel}$ 371 + GB — IV 97 ; 2) înregistrarea $VEGIK_z$ 364 + GB — IV 1184 ; 3) înregistrarea $VEGIK_{\perp}$ 357 + GB — IV 338.

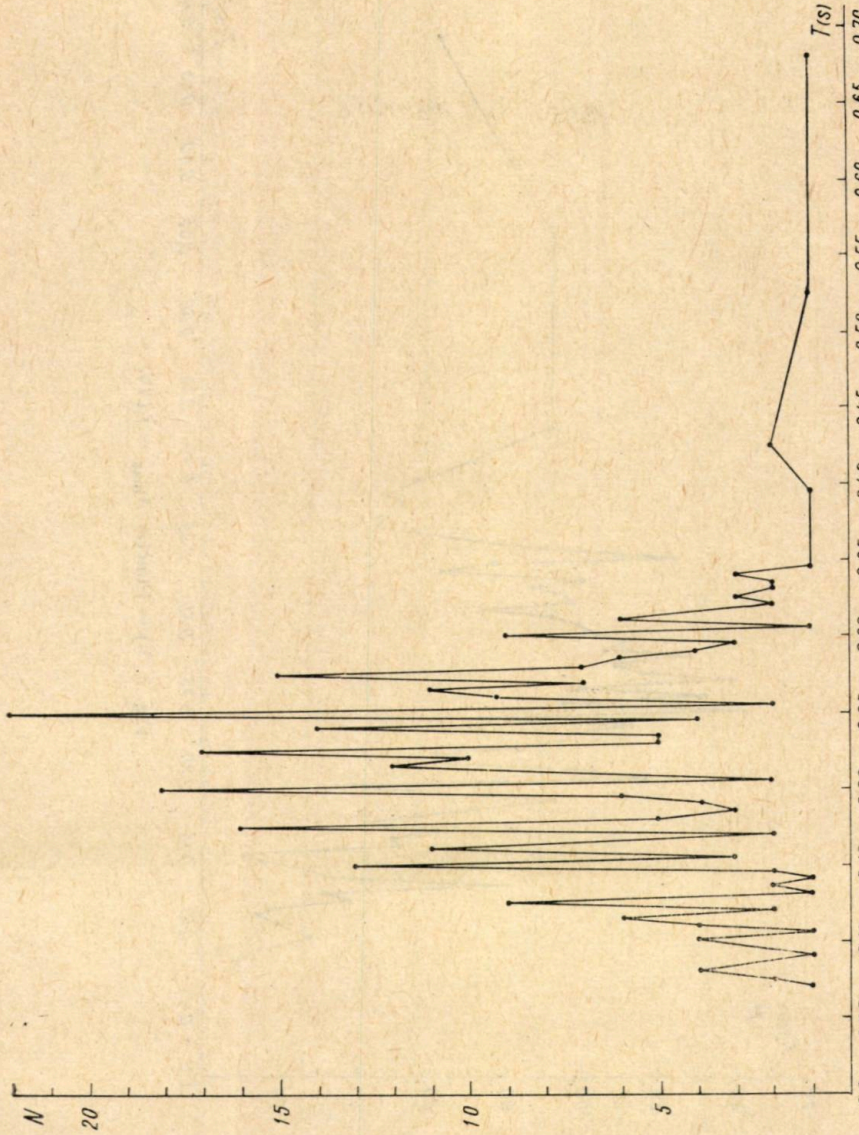


Fig. 5. a) — Distribuția perioadelor $N = f_6(T)$.

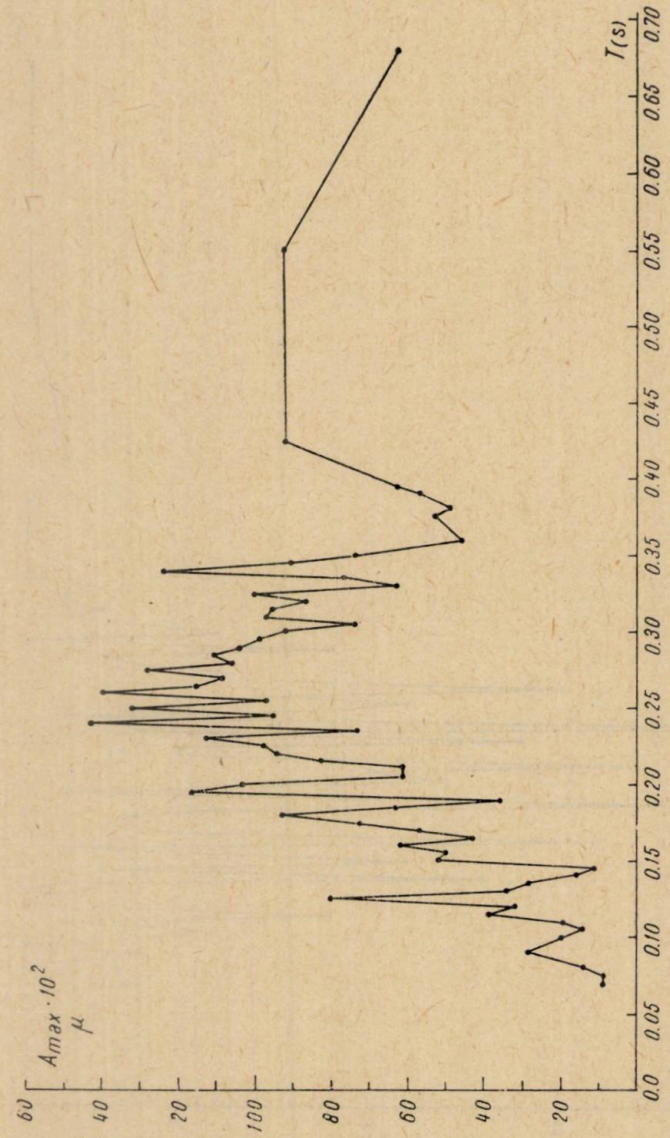


Fig. 5. b) — Funcția $A_{max} = f_1(T)$.

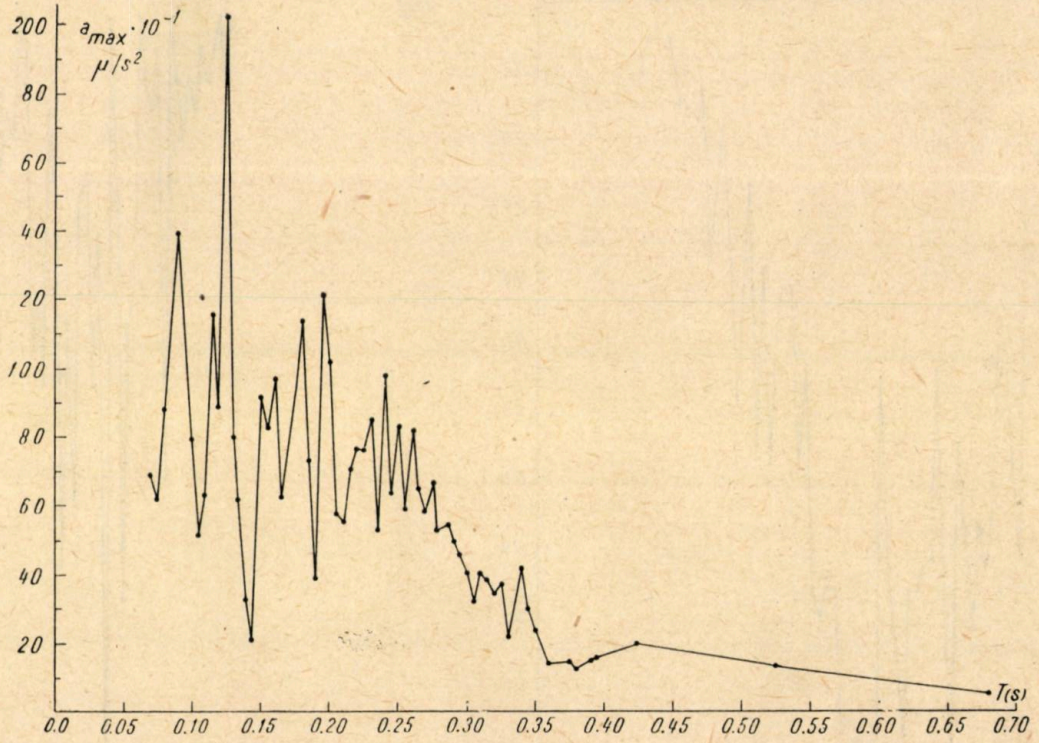


Fig. 5. c) — Funcția $a_{max} = f_2(T)$ — pentru componenta $H_{||}$ (paralelă cu calea ferată) pe baza oscilogramei nr. 2.

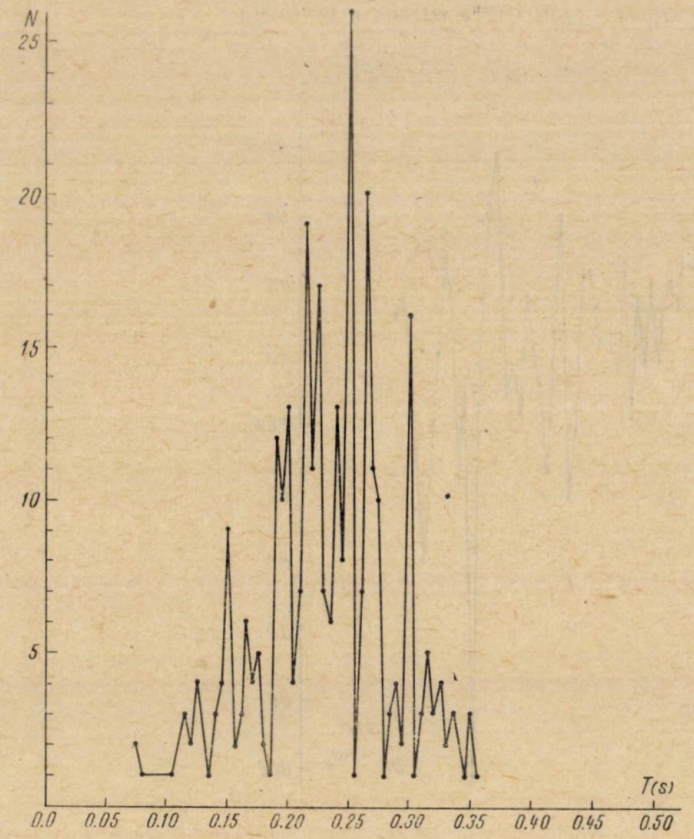


Fig. 6. a) — Distribuția perioadelor $N = f_0(T)$.

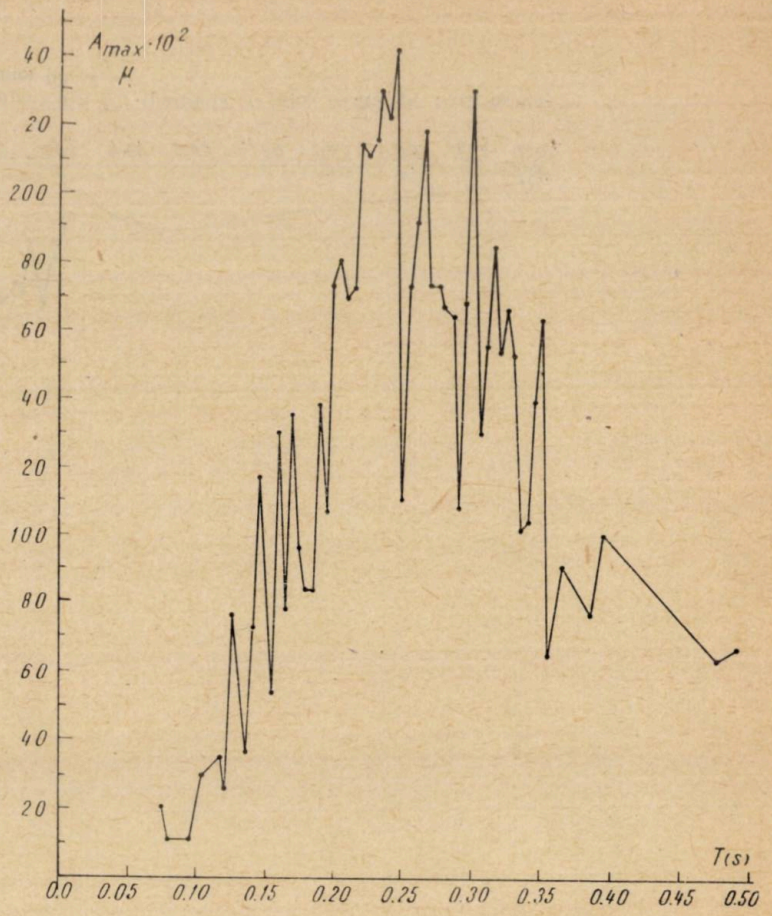


Fig. 6. b) — Funcția $A_{max} = f_1(T)$.

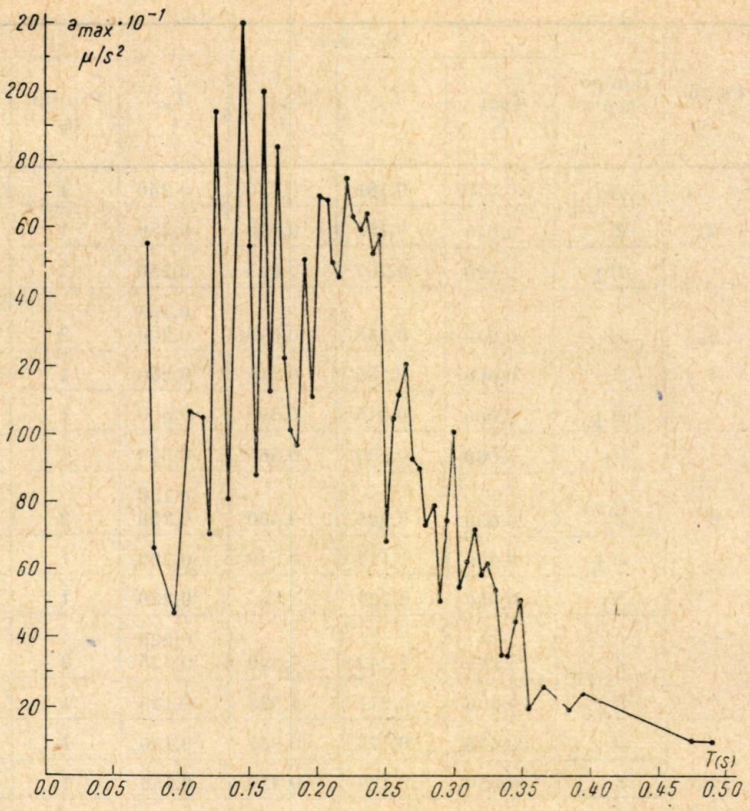


Fig. 6. c) — Funcția $a_{max} = f_2(T)$ — pentru componenta Z — pe baza oscilogramei nr. 2.

a 6 probe reprezentative (nr. 2, 4, 6, 9, 14, 15) pentru toate cele trei componente Z, $H_{\parallel}$ și $H_{\perp}$ (ex. în fig. 5a, 6a, 7a).

Rezultatele analizei graficelor $N = f_0(T)$ sînt prezentate în tabela 3 care conține informații privind perioada minimă T_{min}, perioada medie T_m, perioada maximă T_{max}, perioada predominantă T_p, numărul maximelor principale n_0, numărul maximelor secundare n_1 și n_2, durata oscilogramei t_s, numărul perioadelor întîlnite în intervalul t_s, lărgimea intervalelor maximelor secundare δT.

În reprezentarea grafică a funcțiilor $N = f_0(T)$ nu am făcut gruparea valorilor ținînd seamă de precizia de măsurare decît pentru probele nr. 14 și 15.

Analiza funcției $N = f_0(T)$ ne-a condus la următoarele observații:

— Graficele $N = f_0(T)$ au mai multe vîrfuri care reprezintă maximul principal însoțit de unul sau mai multe maxime secundare de ordinul I[2)], fapt care se traduce printr-o structură stratificată a terenului [1], [14].

[2)] Definiția maximelor secundare de ordinul I și II este dată în partea de jos a tabelei 3.

Tabela

Nr. crt.	Proba	Componenta	Perioada T				Numărul	
			T_{min} s	T_m s	T_{max} s	T_p s	Princip. n_0	Secun- Ord I n_1
1	2	$H_{\|\|}$	0,070	0,181	0,680	0,250	1	2
		Z	0,075	0,191	0,490	0,250	1	1
		$H_{\perp}$	0,090	0,207	0,625	0,250	1	0
2	4	$H_{\|\|}$	0,049	0,188	0,575	0,165 0,200	2	4
		Z	0,060	0,185	0,515	0,200	1	1
		$H_{\perp}$	0,060	0,215	0,590	0,300	1	2
3	6	$H_{\|\|}$	0,060	0,190	0,565	0,250	1	1
		Z	0,050	0,225	0,450	0,150 0,250	2	0
		$H_{\perp}$	0,060	0,172	0,540	0,200	1	4
4	9	$H_{\|\|}$	0,050	0,226	0,565	0,250	1	1
		Z	0,075	0,242	0,490	0,225 0,325	2	4
		$H_{\perp}$	0,060	0,221	0,525	0,125	1	4
5	14	$H_{\|\|}$	0,050	0,175	0,385	0,150	1	1
		Z	0,050	0,170	0,410	0,150	1	0
		$H_{\perp}$	0,065	0,160	0,450	0,150	1	0
6	15	$H_{\|\|}$						
		Z						
		$H_{\perp}$	0,075	0,190	0,425	0,200	1	1

Explicații

$H_{||}$ – seismoreceptor orizontal orientat paralel cu sursa
Z – seismoreceptor vertical
$H_{\perp}$ – seismoreceptor orizontal orientat perpendicular pe sursă
T_{min} – perioada T minimă observată pe oscilogramă
T_m – perioada T obținută prin împărțirea duratei oscilogramei t(s) la numărul total al perioadelor ΣN
T_{max} – perioada T maximă observată pe oscilogramă
T_p – perioada T care se observă cel mai des pe oscilogramă

— Perioada predominantă T_p variază cu componenta de înregistrare ($T_p^z = 0{,}150 - 0{,}325$ s; $T_{p\,||}^H = 0{,}165 - 0{,}250$ s; $T_{p\perp}^H = 0{,}125 - 0{,}300$ s), valoarea maximă observîndu-se pe componenta Z ($T_p^{max} = 0{,}325$ s); cea mai mică variație se observă pe componenta $H_{||}$ iar cea mai mare pe componentele Z și $H_{\perp}$.

— Intervalele δT_1 și δT_2 care reprezintă lărgimea spectrelor pentru maximele de ordinul I și II caracterizează mai complet perioada de osci-

3

maximelor dare Ord II n_2	$n_3 = n_0 + n_1$	Intervalul δT de variație δT_1	δT_2	δT_3	t_s	ΣN
7	3	0,200—0,225	0,150—0,225	0,200—0,250	60	331
4	2	0,265—0,265	0,215—0,300	0,250—0,265	60	313
8	1	—	0,175—0,320	0,250	60	290
10	6	0,115—0,225	0,115—0,325	0,115—0,225	60	319
4	2	0,215—0,215	0,150—0,225	0,200—0,215	60	325
6	3	0,250—0,275	0,125—0,300	0,250—0,300	60	279
7	2	0,150—0,150	0,115—0,365	0,150—0,250	60	316
3	2	—	0,200—0,265	0,150—0,250	60	267
9	5	0,165—0,300	0,100—0,300	0,165—0,300	60	348
3	2	0,175—0,175	0,175—0,315	0,175—0,250	60	266
10	6	0,100—0,250	0,100—0,375	0,100—0,325	60	248
13	5	0,150—0,225	0,100—0,300	0,125—0,225	60	271
3	2	0,125—0,125	0,100—0,140	0,125—0,150	40,3	232
2	1	—	0,125—0,175	0,150—0,150	38,5	226
1	1	—	0,125—0,125	0,150—0,150	41,0	256
5	2	0,225—0,225	0,100—0,225	0,200—0,225	50,9	269

n_0 — numărul maximelor principale ale diagramei $N(T)$ pentru care $N(T_0) = N(T_p)$.
n_1 — numărul maximelor secundare ale diagramei $N(T)$ pentru care $N(T_1) > 0{,}75\ N(T_p)$.
n_2 — numărul maximelor secundare ale diagramei $N(T)$ pentru care $N(T_2) > 0{,}50\ N(T_p)$.
T_1, T_2, T_3 — perioadele corespunzătoare maximelor n_1, n_2 și n_3
δT_1, δT_2 și δT_3 — intervalul de variație al perioadelor T_1, T_2 și T_3.
t_s — durata oscilogramei exprimată în secunde.
ΣN — numărul total al perioadelor înregistrate în intervalul t_s

laţie a terenului mai ales dacă ţinem seama de complexitatea sursei de vibraţii.

— Intervalul δT_1 variază în raport cu componenta de înregistrare ($0{,}100 \leqslant \delta T_1^z \leqslant 0{,}325$ s ; $0{,}115 \leqslant \delta T_p^{H}{}_{\parallel} \leqslant 0{,}250$ s ; $0{,}125 \leqslant \delta T_p^{H}{}_{\perp} \leqslant 0{,}300$ s), iar intervalul δT_2 — indiferent de componentă — variază între limitele $0{,}100 \leqslant \delta T_2 \leqslant 0{,}325$ s, ceea ce se traduce prin aceea că terenul vibrează cel mai des în acest interval. Faptul că intervalul δT_2 coincide practic cu inter-

valul de variaţie al perioadei proprii de oscilaţie a clădirii rezultă că vor apare fenomene de rezonanţă, fenomene care impun măsuri suplimentare în tehnica de calcul a construcţiei.

— Perioada *maximă* T_{max} variază în raport cu componenta de înregistrare ($T^{z}_{max} = 0{,}450-0{,}515$ s; $T^{H\parallel}_{max} = 0{,}565-0{,}680$ s; $T^{H\perp}_{max} = 0{,}525-0{,}625$ s); cea mai mică variaţie se observă pe componenta Z, iar cea mai mare pe componentele orizontale.

— Limita superioară a perioadei T^{z}_{max} este mai mică decît limita inferioară a perioadei $T^{H\parallel}_{max}$ şi $T^{H\perp}_{max}$; valoarea maximă a perioadei T_{max} se observă pe componenta H_{II}.

— Perioada *minimă* T_{min} variază în raport cu componenta de înregistrate ($T^{z}_{min} = 0{,}050-0{,}075$ s; $T^{H\parallel}_{min} = 0{,}050-0{,}070$ s; $T^{H\perp}_{min} = 0{,}060-0{,}090$ s); cea mai mică variaţie se observă pe componenta $H_{\parallel}$, iar cea mai mare pe componentele Z şi $H_{\perp}$ — situaţie asemănătoare ca în cazul perioadei T_p.

— Perioada *medie* T_m variază foarte puţin în raport cu componenta de înregistrare ($T^{z}_{m} = 0{,}170-0{,}225$ s; $T^{H\parallel}_{m} = 0{,}175-0{,}226$ s; $T^{H\perp}_{m} = 0{,}160-0{,}221$ s); în general este satisfăcută relaţia $T_a < T_m < T_p$ — indiferent de componenta de înregistrare.

În ceea ce priveşte forma graficelor se remarcă următoarele:

Componenta verticală:

— graficele au mai multe maxime secundare de ordinul I; maximul principal este în general clar iar distribuţia valorilor aproape simetrică (exemplu probele nr. 2; 14).

Componenta orizontală $H_{\parallel}$:

— graficele au mai multe maxime secundare de ordinul I, distribuţia valorilor fiind aproape simetrică (proble nr. 4; 9) sau asimetrică cu concentrare pe ramura stîngă (probele nr. 2; 14).

Componenta orizontală $H_{\perp}$:

— graficele au mai multe maxime secundare de ordinul I; maximul principal este în general clar, iar distribuţia valorilor asimetrică cu concentrare în special pe ramura stîngă (ex. probele nr. 14; 15).

Pentru toate cele trei componente forma graficelor nu se schimbă prin gruparea valorilor măsurate (ex. probele nr. 14, 15).

Amplitudinea maximă A_{max}. Amplitudinea maximă observată pe seismogramă este prima mărime care ne atrage atenţia asupra intensităţii vibraţiilor provocate de o anumită sursă de zgomot. Analiza vizuală a oscilogramelor obţinute arată că în punctul cercetat nivelul vibraţiilor provocate de circulaţia pe calea ferată vecină este de cca. 20—25 ori mai mare decît nivelul zgomotului seismic normal (prin zgomot normal se înţelege zgomotul înregistrat în absenţa circulaţiei pe calea ferată).

Amplitudinile A_{max} observate pe oscilogramă au fost măsurate pentru 4 probe reprezentative (nr. 2; 4; 6; 9) iar reprezentarea grafică a funcţiei $A_{max} = f_1(T)$ este dată în figurile 5b—7b.

Centralizarea valorilor maxime ale funcţiilor (1)—(3) precum şi a perioadelor corespunzătoare lor este dată în tabela 4.

Tabela 4

Nr.	Proba	Componenta	Amplitudinea $2A_{max}$ μ	Amplitudinea T_A s^2	Accelerația $2a_{max}$ μ/s^2	Accelerația $2a_{max}$ $g.10^{-4}$	Accelerația T_a s	Frecvența N	Frecvența T_N	Frecvența T_m	Observații
1	2	$H_{\parallel}$	1,43	0,240	2 022,9	2,06	0,125	22	0,250	0,181	
		Z	2,42	0,245	2 203,7	2,25	0,145	26	0,250	0,191	
		$H_{\perp}$	2,11	0,265	2 009,4	2,05	0,175	17	0,250	0,207	
2	4	$H_{\parallel}$	0,97	0,250	1 444,7	1,47	0,075	16	0,165 0,200	0,188	
		Z	1,57	0,230	2 530,0	2,58	0,125	20	0,200	0,185	
		$H_{\perp}$	1,62	0,355	1 972,1	4,02	0,160	14	0,300	0,215	
3	6	$H_{\parallel}$	2,95	0,270	3 106,3	3,67	0,125	16	0,250 0,125	0,190	$2A_{max}=3,06\mu$; $T=0,415$ s
		Z	6,90	0,275	11 448,1	11,67	0,115	18	0,225	0,225	$2A_{max}=7,10\mu$;
		$H_{\perp}$	2,82	0,225	3 709,5	3,78	0,115	16	0,200	0,172	$T=0,375$ s
4	9	$H_{\parallel}$	2,57	0,285	2875,2	2,93	0,160	17	0,225	0,226	
		Z	6,16	0,270	4142,2	4,22	0,175	11	0,325	0,242	
		$H_{\perp}$	2,79	0,425	2993,3	3,05	0,150	15	0,125	0,221	
5	14	$H_{\parallel}$	4,01	0,275				27	0,150	0,175	
		Z	4,18	0,225				37	0,150	0,170	
		$H_{\perp}$	2,26	0,275				59	0,150	0,160	
6	15	$H_{\perp}$	1,04	0,400				34	0,200	0,190	

Analiza funcției $A_{max}=f_1(T)$ ne-a condus la următoarele observații :

— Graficele $A_{max}=f_1(T)$ au mai multe vîrfuri care reprezintă maximul principal însoțit de unul sau mai multe maxime secundare. Valoarea maximă a funcției $A_{max}=f_1(T)$ se observă pe componenta Z iar minima în general pe componenta H.

— Perioada T_A corespunzătoare maximului principal al funcției $A_{max}=f_1(T)$ variază de la o componentă la alta ($T_A^Z=0,225-0,275$ s; $T_A^{H\parallel}=0,240-0,285$ s; $T_A^{H\perp}=0,225-0,425$ s).

— Perioada T_A variază de la o probă la alta, fapt care presupune o dependență de caracterul și intensitatea sursei.

— Perioada T_A este în general mai mare decît perioada T_N corespunzătoare maximului funcției $N=f_0(T)$; este vorba deci de o deplasare a perioadei T_A în domeniul frecvențelor joase.

— În ceea ce privește forma graficelor $A_{max}=f_1(T)$ se remarcă următoarele :

Componenta verticală Z :

— graficele au mai multe maxime secundare de ordinul I iar distribuția este în general asimetrică (ex. probele nr. 2, 6, 9) cu concentrare pe ramura stîngă.

Componenta orizontală $H_{\parallel}$:

— graficele au mai multe maxime secundare de ordinul I, iar distribuția valorilor este simetrică (ex. probele nr. 2; 4) sau asimetrică cu concentrare pe ramura stîngă (ex. probele nr. 6; 9).

Componenta orizontală $H_{\perp}$:

— graficele au mai multe maxime secundare de ordinul I iar distribuția valorilor este în general asimetrică cu grupare pe stînga (ex. probele 2; 6; 9).

Pentru toate cele trei componente înclinarea ramurei din stînga este mai mare decît a celei din dreapta.

Accelerația maximă. Pentru determinarea gradului acțiunii oscilațiilor se recomandă a folosi mărimea accelerației oscilației clădirii. Valoarea critică a accelerației poate servi ca indice al trecerii de la oscilațiile nepericuloase ale clădirii la cele periculoase. Folosind valorile amplitudinii A, accelerația a se determină cu formula

$$a = 4\pi^2 \frac{A}{T^2}. \tag{4}$$

Dacă valoarea accelerației $a > g$, atunci oscilațiile sînt periculoase; dacă $a < 0{,}1\ g$ oscilațiile sînt nepericuloase și dacă $0{,}1\ g < a < g$ sînt posibile avarii, dar probabilitatea lor este mică [5]. Tabela cu gradul avariilor clădirii provocate de explozii, prezentată în [5] va fi adoptată de noi și pentru aprecierea efectului vibrațiilor provocate de circulația pe calea ferată.

Cu ajutorul formulei (4) au fost calculate accelerațiile maxime a_{max} pentru cele 4 probe reprezentative (nr. 2, 4, 6, 9), accelerații pe baza cărora au fost întocmite spectrele de accelerație $a_{max} = f_2(T)$ pentru cele 3 componente — Z, $H_{\parallel}$, $H_{\perp}$ (ex. fig. 5c, 6c, 7c). Cum se vede din figurile 5c- 7c toate graficele $a_{max} = f_2(T)$ au o valoare maximă a accelerației iar cu creșterea perioadei T, accelerația se micșorează hiperbolic $\left(a_{max} \approx \frac{K}{T}\right)$. Valorile maxime ale accelerației în spectrul $a_{max} = f_2(T)$ și perioadele T_a corespunzătoare lor sînt prezentate în tabela 4.

Analiza funcției $a_{max} = f_2(T)$ — reprezentată în figurile 5c, 6c, 7c- și a tabelei 4 ne-a condus la următoarele observații :

— Spectrele accelerației pentru vibrațiile provocate de circulația pe calea ferată au aceiași formă cu spectrele accelerației provocate de explozii și cutremure — ramura stîngă reprezentată printr-o dreaptă iar ramura dreaptă printr-o hiperbolă.

— Înclinarea ramurei hiperbolice a funcției $a_{max} = f_2(T)$ este mai mare pentru componenta Z decît pentru componenta H ($\alpha_z > \alpha_{H_{\parallel}}$, $\alpha_{H_{\perp}}$; $\alpha_{H_{\parallel}} \sim \alpha_{H_{\perp}}$).

— Maximul principal al funcției $a_{max} = f_2(T)$ este în general mai pronunțat pe componenta Z decît pe componenta H — $H_{\parallel}$ sau $H_{\perp}$.

— Maximul principal al funcției $a_{max} = f_2(T)$ se observă pe componenta Z, iar minimul în general pe componenta H — situație asemănătoare ca în cazul funcției $A_{max} = f_1(T)$.

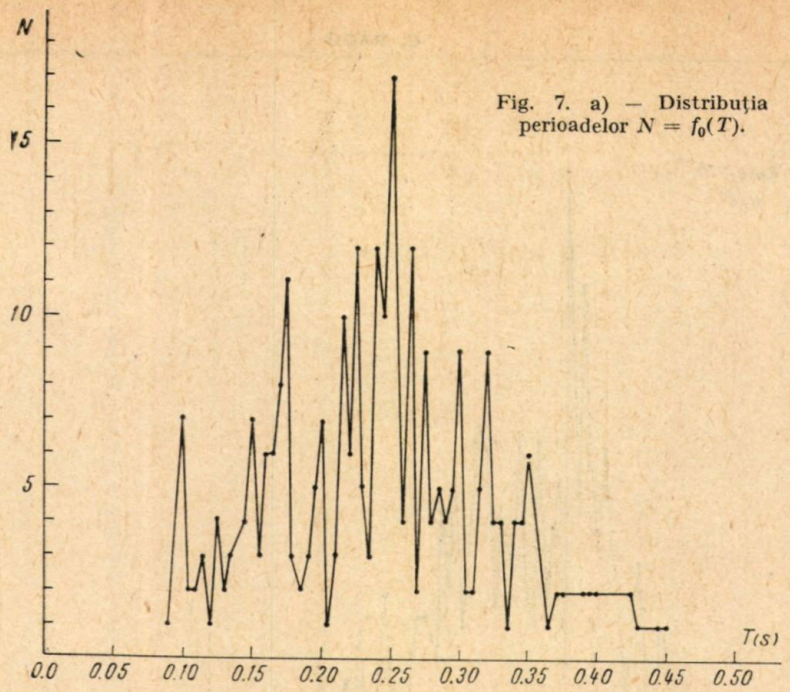


Fig. 7. a) — Distribuția perioadelor $N = f_0(T)$.

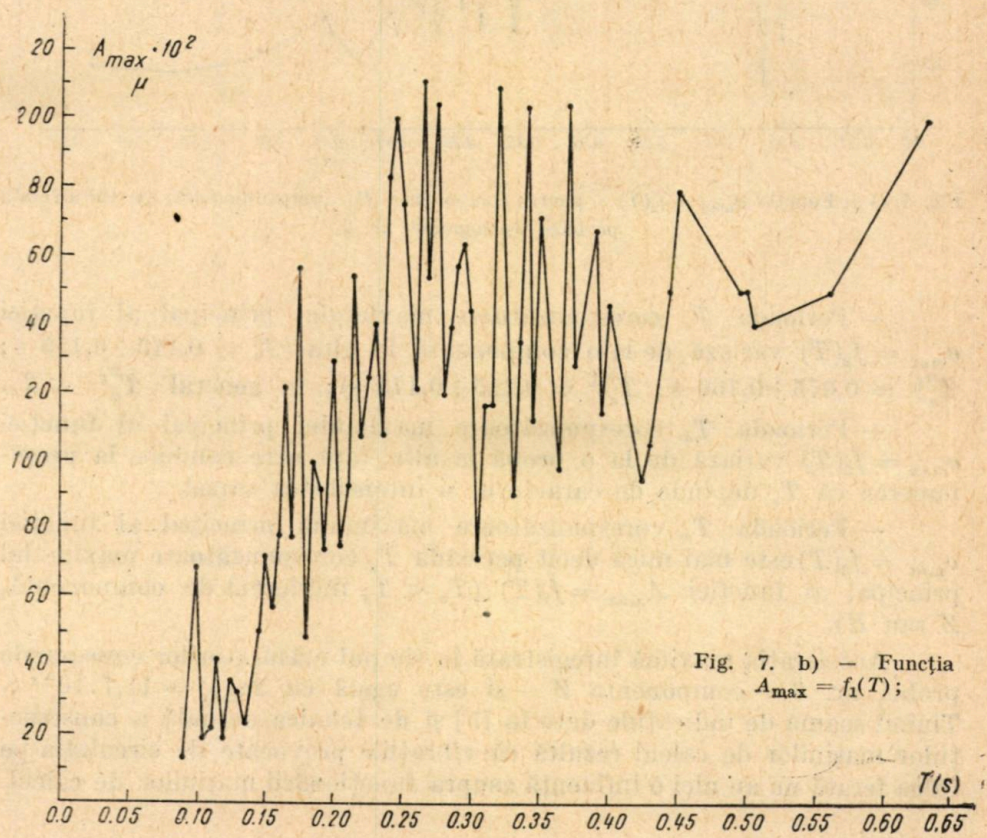


Fig. 7. b) — Funcția $A_{max} = f_1(T)$;

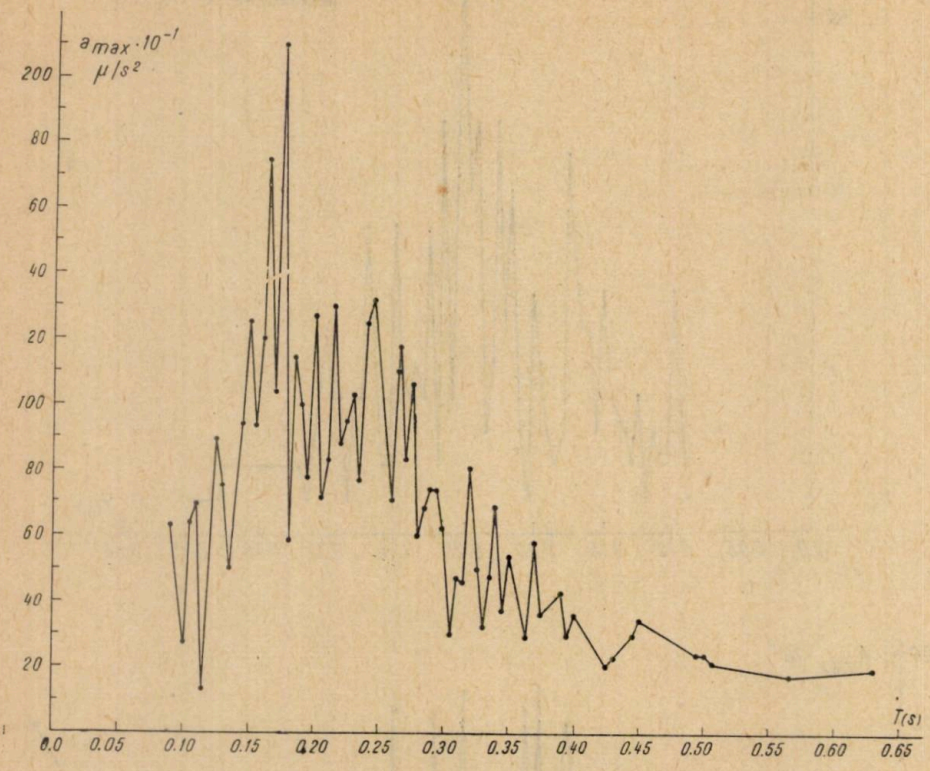


Fig. 7. c) — Funcția $a_{max} = f_2(T)$ — pentru componenta $H_{||}$ (perpendiculară) pe calea ferată pe baza oscilogramei nr. 2.

— Perioada T_a corespunzătoare maximului principal al funcției $a_{max} = f_2(T)$ variază de la o componentă la alta ($T_a^z = 0{,}115 \div 0{,}175$ s; $T_a^{H_{||}} = 0{,}075 \div 0{,}160$ s; $T_a^{H\perp} = 0{,}115 \div 0{,}175$ s); în general $T_a^{H_{||}} < T_a^z$.

— Perioada T_a corespunzătoare maximului principal al funcției $a_{max} = f_2(T)$ variază de la o probă la alta, fapt care conduce la presupunerea că T_a depinde de caracterul și intensitatea sursei.

— Perioada T_a corespunzătoare maximului principal al funcției $a_{max} = f_2(T)$ este mai mică decît perioada T_A corespunzătoare maximului principal al funcției $A_{max} = f_1(T)$ ($T_a < T_A$ indiferent de componentă, Z sau H).

Accelerația maximă înregistrată în timpul măsurătorilor corespunde probei nr. 6 — componenta Z — și este egală cu $2a_{max} = 11{,}7 \cdot 10^{-4}\, g$. Ținînd seama de indicațiile date în [5] și de tehnica actuală a construcțiilor mașinilor de calcul rezultă că vibrațiile provocate de circulația pe calea ferată nu au nici o influență asupra funcționării mașinilor de calcul.

Dacă se admite că scara *MSK* [15] se aplică și pentru studiul vibrațiilor se obține că accelerația maximă $a_{max} \sim 6$ mm/s^2 corespunde unui cutremur cu intensitatea $I = 0$, fapt care confirmă efectul extrem de scăzut al vibrațiilor studiate. Dacă accelerația vibrațiilor măsurate ar fi fost de 10 ori mai mare atunci intensitatea în punctul de observație ar fi fost de 3 grade, intensitate care de asemenea nu ridică probleme pentru tehnica construcțiilor. Lucrările stau cu totul altfel cînd se pune problema luării în considerare a intensității maxime observate în zonă ($I = 7$ grade) și care se datorește cutremurelor intermediare din Vrancea [16]. Dacă sursele de perturbații din vecinătate nu ridică probleme speciale de construcție, gradul ridicat de seismicitate conduce însă la dificultăți în instalarea mașinilor. Vor trebui luate măsuri care să asigure stabilitatea în cazul unor oscilații seismice echivalente gradului 7. Prin analogie cu tehnica de instalare a aparaturii fine în zone seismice active[3], recomandăm suspendarea mașinilor cu ajutorul unui sistem de arcuri, soluție pe care noi o considerăm cea mai eficientă.

EVALUAREA ACȚIUNII VIBRAȚIILOR ASUPRA OAMENILOR

Studiul efectului vibrațiilor indiferent de sursă (cutremur, explozie, vibrație industrială) trebuie făcut din două puncte de vedere :

1. Acțiunea vibrațiilor asupra clădirilor și construcțiilor.
2. Acțiunea vibrațiilor asupra oamenilor.

Acțiunea vibrațiilor asupra oamenilor manifestîndu-se complicat și complex determină o serie de importante schimbări fiziologice ale organismului omenesc. Pentru determinarea acțiunii periculoase a vibrațiilor se recomandă folosirea de criterii cantitative. De aceea s-au elaborat norme speciale de lucru în condiții de vibrații. Normele stabilesc valorile limită admise ale amplitudinii A, vitezei v și accelerației a. În lucrarea ([5] tabela 22 sunt prezentate „Regulile sanitare și normele pentru limitarea vibrațiilor locurilor de muncă", aplicate în U.R.S.S., reguli pe care le vom folosi și la analiza observațiilor noastre.

Dacă durata de acțiune a vibrațiilor asupra omului reprezintă mai mult de 15% din timpul de lucru, atunci valorile limită admise se vor micșora de trei ori [5]

Cercetările experimentale și de laborator au arătat că mărimile cantitative pentru studiul efectului vibrațiilor sunt viteza oscilației pentru frecvențe înalte și accelerația oscilației pentru frecvențe joase [5]. Zona de trecere o constituie oscilațiile cu frecvența de aproximativ 10 Hz. Pentru oscilații cu $f < 10$ Hz ($T = 1{,}0 \div 0{,}1$ s), măsura obiectivă a acțiunii oscilațiilor asupra oamenilor este accelerația a, iar pentrul $f > 10$ Hz ($T = 0{,}1 \div 0{,}01$ s), acțiunea asupra oamenilor se caracterizează prin mărimea vitezei v [5].

[3]) Tehnica aceasta este folosită de institutul de seismologie din Dușanbe (U.R.S.S.) pentru suspendarea oscilografelor seismice în timpul cutremurelor puternice

Analiza tabelei 3 arată că oscilaţiile provocate de circulaţia pe calea ferată au frecvenţa cuprinsă în intervalul $1{,}47 \leqslant f \leqslant 20{,}41$ Hz ($0{,}05 \leqslant T \leqslant 0{,}68$ s), iar perioada predominantă în intervalul $0{,}125 \leqslant T_p \leqslant 0{,}325$ s ($3{,}1 \leqslant f \leqslant 8{,}0$ Hz). Ţinînd seama de cele de mai sus rezultă că în cazul nostru va trebui să luăm ca măsură a acţiunii oscilaţiilor atît acceleraţia a cît şi viteza v, după cum $f < 10$ Hz sau $f > 10$ Hz.

Cum însă numărul oscilaţiilor cu $f > 10$ Hz este mic în raport cu acela al oscilaţiilor cu $f < 10$ Hz ne vom opri în continuare numai asupra acceleraţiei a. Acceleraţia maximă înregistrată a fost obţinută în timpul probei nr. 6 (tabela 4) şi are valoarea $2a_{max} = 11{,}45$ mm/s^2 (pentru $f = 8{,}70$ Hz). Comparînd această valoare cu cele indicate în [5] rezultă că vibraţiile provocate de circulaţia pe calea ferată nu vor avea nici o acţiune neplăcută asupra personalului tehnic şi de cercetare care va deservi maşinile de calcul.

Nu a fost necesară reducerea de 3 ori a valorilor limită admise date în [5], deoarece acţiunea vibraţiilor nu depăşeşte ca durată 15% din timpul de lucru (zilnic pe linia ferată circulă cca 30 trenuri de marfă, iar durata amplitudinilor maxime este de cca 30 secunde).

CONCLUZII

1. Circulaţia feroviară pe linia de centură Bucureşti — Constanţa provoacă în punctul CPCC vibraţii cu amplitudinea maximă $2A_{max} = 6{,}9$ μ, amplitudine corespunzătoare perioadei $T = 0{,}275$ s ($f = 3{,}56$ Hz).

2. Ţinînd seama de tehnica actuală a construcţiei maşinilor de calcul şi de rezultatele măsurilor ($2A_{max} \sim 7$ μ; $2a_{max} = 11{,}67 \cdot 10^{-4}$ g) rezultă că vibraţiile provocate de circulaţia pe calea ferată nu au nici o influenţă asupra funcţionării maşinilor de calcul.

3. La construcţia clădirii CPCC în punctul A sau B (de preferat punctul A, din punct de vedere al vibraţiilor) se va lua în consideraţie o seismicitate sporită (intensitatea indicată în STAS, 7 grade, plus un coeficient de siguranţă determinat de importanţa utilajului, maşinile electronice de calcul).

4. Deoarece perioada de vibraţie a clădirii se află în intervalul de variaţie a perioadei predominante a solului ($T_p = 0{,}125 - 0{,}325$ s) vor apare fenomene de rezonanţă care vor conduce la amplificarea efectului vibraţiilor, efect care se va observa în special la etajele superioare. De aceea se recomandă instalarea maşinilor electronice la primul nivel al clădirii (parter).

5. La instalarea maşinilor de calcul se recomandă luarea de măsuri care să asigure stabilitatea în cazul unor oscilaţii seismice echivalente gradului 7. Se recomandă folosirea unui sistem de arcuri.

6. În conformitate cu normele utilizate în străinătate şi ţinînd seama de caracteristicile vibraţiilor înregistrate [$T = 0{,}05 - 0{,}68$ s; $2A_{max} = 6{,}9 \cdot 10^{-3}$ mm, $2a_{max} = 11{,}45$ mm/s^2] rezultă că vibraţiile provocate de circulaţia pe calea ferată nu au nici o acţiune neplăcută asupra personalului care va deservi maşinile de calcul.

7. Funcţiile (1), (2) şi (3) prezintă o serie de particularităţi care sînt prezentate amănunţit în cuprinsul lucrării.

În încheiere țin să mulțumesc lui Constanța Sofilcă care prin măsurarea oscilogramelor m-a ajutat în realizarea acestei lucrări.

Primit la redacție la 8 decembrie 1969.

BIBLIOGRAFIE

1. K. Kanai, T. Tanaka, K. Osada, *Measurement of the Microtremors.* I. Bull. Earthq. Res. Inst. **32**, *20* (1954).
2. C. Radu, *Nivelul zgomotului seismic în diferite puncte din interiorul fabricii IOR* (manuscris), 1965.
3. D. Enescu, C. Radu, *Determinarea efectului seismic al exploziilor din cariera de calcar Pietreni-Bistrița asupra monumentului istoric Arnota.* St. cerc. geol. geofiz., geogr., Seria geofiz., **6**, *1*, 9—21 (1968).
4. С. В. Медведев, *Инженерная Сейсмология.* Изд-во ЛСАСМ, Москва, 1962.
5. С. В. Медведев, *Сейсмика горных взрывов.* Изд-во „Недра", Москва, 1964.
6. Д. П. Кирнос и др., *Сейсмограф ВЭГИК для работы по инженерной сейсмологии и регистрации близких землетрясений.* Труды Ин-та физики Земли АН СССР, *16*, Изд-во АН СССР (1961).
7. Е. С. Борисевич, Ф. В. Катюшкин, *Гальванометры типа ГБ к сейсмическим осциллографам.* Труды Ин-та физики Земли АН СССР, Изд-во АН СССР (1961).
8. В. Т. Архангельский и др., *Аппаратура и методика наблюдений на сейсмических станциях СССР.* Изд-во АН СССР, Москва, (1961).
9. V. Tobyáš, *The Choice of Galvanometers for Electromagnetic Seismographs.* Geofysikální Sborník, 179—188 (1962).
10. * * * *Standarts of Aseismic Civil Engineering Constructions in Japan.* Earthquake Resistant Regulation of the World, 1960.
11. А. В. Горячев и др., *О сейсмическом микрорайонировании территорий Петропавловска — Камчатского.* Труды Ин-та физики Земли АН СССР, *28*, 3—60. Изд-во АН СССР (1963).
12. С. В. Пучков, *Спектры ускорений и скоростей сильных землетрясений, отнесенных к различным грунтам.* Инженерная Сейсмология, *3*—*4*, 7—17, Из-во „Дониш", Душанбе, 1966.
13. C. Radu, V. Tobyáš, *Short Period Seismic Noise at Seismic Station in Rumania.* Géofysikální Sborník, 351—366 (1965).
14. В. В. Шмейнберг, Анализ колебаний грунтов от близких землетрясений. Труды Ин-та физики земли АН СССР, *33*, 11—24. Изд-во АН СССР (1964).
15. Wilhelm Sponheurer, *Bericht über die Weiterentwick lung der seismischen Skale.* Academie — Verlag, Berlin, 1965.
16. E. Grigorova, C. Radu, *Asupra zonării seismice a regiunii situate de-a lungul Dunării* (Granița bulgaro-română). St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geofiz., **7**, *1*, 19—24 (1969).

CÎTEVA OBSERVAȚII ASUPRA UNEI EXPLOZII DE CARIERĂ DIN BAIA MARE

DE

R. GIVULESCU și C. MOLDOVAN

Institutul pedagogic de 3 ani din Baia Mare

Cutremurile reprezintă fenomene naturale de intensitate variabilă, fenomene pe care și omul reușește să le provoace în mod artificial prin explodarea, pentru scopuri de construcție, a unor importante cantități de explosivi. Un asemenea cutremur provocat de om, face obiectul cercetării noastre.

Date tehnice. Întreprinderea Andezitul din Baia Mare explodează la data de 13 XII 1968, la ora 15^h 50^m în cariera 23 August, în nemijlocita apropiere a orașului Baia Mare, cantitatea de 7 300 kg exploziv (respectiv 3 000 kg A.M. 1; 2300 kg dinamită și 2 000 kg astralită) în scopul obținerii pe cale economică a unei mari cantități de rocă. În acest scop, se sapă în carieră o galerie de coastă lungă de 27 m, avînd 4 ramificații depărtate de galerie la cîte 9 m. În camerele de la capătul acestor galerii se depune explozivul respectiv. Prin explozie s-a dizlocat o cantitate de rocă de aproximativ 30—35 000 tone andezit. În același timp însă s-a provocat și o undă seismică ce s-a resimțit în oraș cu caracterele nete ale unui cutremur.

Situația geografică. Cariera 23 August este situată pe versantul de E al Dealului Florilor la o distanță în linie dreaptă de 1 500 m de centrul vechi al orașului. Cît privește orașul Baia-Mare, acesta se întinde pe ambele maluri ale Săsarului, pe o lungime de aproximativ 5 km (între mina Săsar și uzina UMMUM) fiind caracterizat printr-o densitate neuniformă a populației.

Situația geologică. Regiunea orașului Baia Mare este alcătuită din două unități geologice distincte, respectiv eruptivul Munților Gutîi în partea de nord și sedimentarul bazinului neogen al Băii Mari în sud. La acestea mai trebuie să adăugăm formațiunile aluviale ce alcătuiesc terasa de 5—6 m. Eruptivul constă din andezite cu amfiboli și andezite cuarțifere, în timp ce depozitele sedimentare sînt alcătuite din marne argiloase, cenușii, compacte, ce aparțin Pannonianului. Dar de fapt orașul este situat în primul rînd pe depozitele de terasă ce cuprind o suprafață foarte mare la sudul lanțului muntos al Gutîiului. Aceste depozite sînt alcătuite din bolovănișuri ce pot atinge pînă la 20—30 cm în diametru. Ca un fapt nu

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM 8, NR. 1, P. 73—76, 1970

lipsit de importanță trebuie să adaugăm că la nord de Săsar, terasa este acoperită de o cuvertură de steril mai mult sau mai puțin solificată, a cărui grosime variază între 1—2 m.

Din punct de vedere al materialului de construcție și urbanistic, orașul Baia Mare este foarte heterogen ca alcătuire. Cartierele noi, Republicii și Săsar sînt construite conform STAS-urilor în vigoare, ele fiind de tipul 4+1, sau de bloc turn cu pînă la 9 etaje. În rest casele sînt construite din cărămidă sau cărămidă nearsă, în marea lor majoritate fiind case cu parter. Numai centrul vechi are cîteva case cu un etaj, casele cu două etaje constituie o raritate.

Metodologie. Problema pe care ne-am pus-o a fost de a urmări efectele cutremurului și de a trasa o hartă cu isoseiste. În acest scop am difuzat în oraș un chestionar cuprinzînd descrierea simplificată a efectelor cutremurelor după scara Mercalli-Cancani-Sieberg. Am primit 115 răspunsuri cu care am reușit să acoperim o suprafață de 900 ha. Ele ne-au permis să trasăm mai mult sau mai puțin exact și isoseistele cutremurului respectiv precum și să ne facem o ideie despre modul cum a fost simțit și despre efectele produse în oraș.

Dată fiind apropierea exploziei de oraș, seismul s-a simțit ca un singur șoc, de intensitate variabilă.

Durata cutremurului a fost apreciată, în chestionarele amintite, foarte diferit : ea variază între $0{,}5^s$—1^s și 1^m, dar 57 chestionare menționează o durată între 2—3^s timp pe care putem să-l acceptăm ca atare.

Efectele cutremurului au variat de la caz la caz. Le vom enumera pe scurt :

a) efecte acustice : în cîteva chestionare se menționează fie un vuet surd, fie un zgomot ca de camion cu încărcătură grea, fie o bufnitură puternică.

b) efecte asupra obiectelor atîrnate : toate chestionarele menționează pendularea lămpilor din tavan, eventual deplasarea tablourilor de pe pereți.

c) efecte asupra mobilierului : au fost numeroase și variate, ele constînd în deplasarea mobilei — mese, paturi, scaune, dulapuri, aragaze — sau în înclinarea lor de așa manieră, încît conținutul — pahare, borcane — au căzut din ea. Tot astfel apa care se găsea în vasele de pe sobă a fost aruncată afară.

d) efecte asupra geamurilor : toate chestionarele menționează vibrația puternică a geamurilor.

e) efecte asupra clădirilor : în afară de vibrația geamurilor s-au înregistrat și efecte mai puternice care au constat pe de o parte în căderea tencuielii, pe de altă parte în producerea de crăpături. Acestea au apărut mai ales la locul de îmbinare a pereților cu tavanul. Mai amintim ca un efect foarte caracteristic resimțit la etajul IX al unui bloc turn, oscilarea puternică a acestuia pe direcția NE-SV și invers.

f) efecte asupra persoanelor : din numărul celor chestionați unii dormeau la ora cutremurului ; toți aceștia au declarat că au fost treziți din somn. Cît privește restul persoanelor ele au înregistrat cutremurul fie prin mișcarea podelei sau a casei în general în plan orizontal, deci printr-o mișcare de pendulare, fie prin faptul că au fost săltați în plan vertical : săltați în sus de pe scaun sau de pe pat.

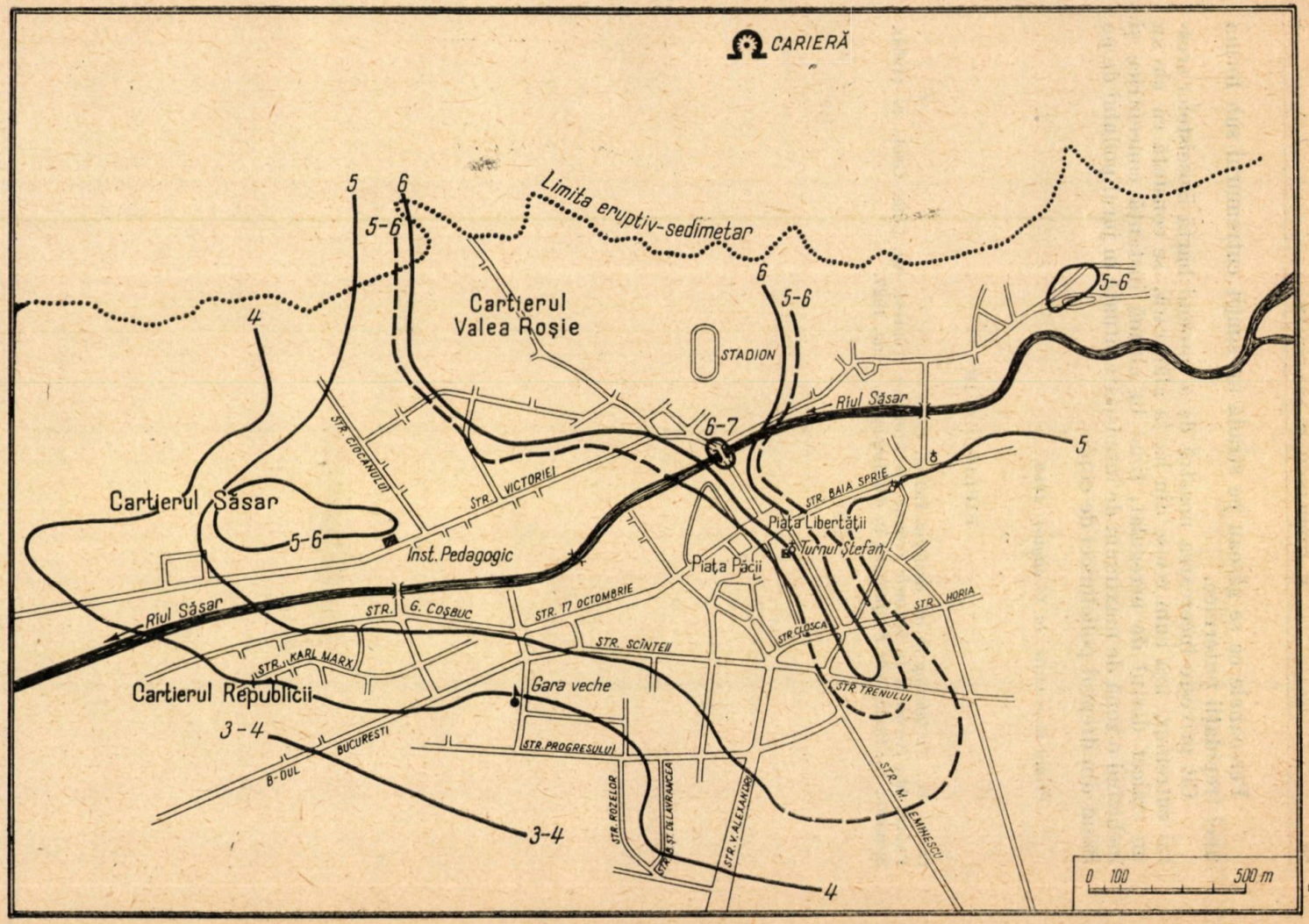


Fig. 1. — Harta macroseismică a exploziei din 13. XII. 1968.

Persoanele ce se găseau pe stradă au simţit cutremurul sub forma unei trepidaţii puternice.

Cît priveşte încercarea noastră de a întocmi harta izoseistelor acestui cutremur, aşa cum reiese din harta alăturată, se constată că ele au un traiect destul de neregulat, fiind în ultimă instanţă concentrice şi închizînd o zonă de maximum de intensitate situată în jurul podului de pe Săsar din dreptul policlinicei de copii.

Primit la redacţie la 25 august 1969.

BIBLIOGRAFIE

Cloos, H., *Einführung in die Geologie.* Berlin, 1936.
Paucă, M., *Neogenul în bazinele externe ale Munţilor Apuseni.* An. Com. Geol., *27* (1954).
Sieberg, A., *Geologische Einführung in die Geophysik.* Jena, 1927.

AUTORADIOGRAFIA ROCILOR

DE

AL. DIMITRIU şi I. GOLDHAAR

Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55

Dintre ştiinţele cu care geologia colaborează în mod strîns, un loc de frunte îi revine fizicii nucleare. Geologia a aplicat numeroase metode de cercetare ale fizicii nucleare, lărgind considerabil volumul de date asupra scoarţei Pămîntului, după cum, a introdus radioactivitatea în interpretarea fenomenelor geologice. Amploarea acestei colaborări îşi găseşte expresia în crearea celor două noi ştiinţe geologice : radiogeologia — geologia izotopilor radioactivi şi geologia izotopică — geologia izotopilor stabili.

O încercare de a data această colaborare arată că ea s-a produs din primele zile ale existenţei fizicii nucleare. De fapt, identificarea mineralelor care posedă „acea proprietate misterioasă care înnegreşte la întuneric placa fotografică" s-a făcut înainte ca radioactivitatea să fie recunoscută drept proprietate nucleară (experienţele lui Moser — 1842, Niepce de Saint-Victor — 1867, H. Becquerel — 1896).

Relaţiile dintre geologie şi fizica nucleară au început odată cu utilizarea metodei autoradiografice. Este pretenţios însă de a afirma că, în dezvoltarea ulterioară a acestor relaţii, metoda autoradiografică a jucat rolul hotărîtor.

Metoda autoradiografică a avut o perioadă (1910—1920) cînd intrase în rîndul metodelor „uitate"; apariţia aparaturii electronice de determinare a radioactivităţii o pusese în umbră. Metoda autoradiografică era recunoscută doar ca un mijloc de determinare a radioactivităţii, aproape la fel de modest ca electroscopul lui Hurmuzescu şi Benoit. Unii fizicieni n-au uitat însă experienţele lui Mügge (1909), Kinoshita (1910), Reinganum (1911), Makower (1914) asupra caracterului imaginii radiografice în funcţie de propagarea radiaţiilor nucleare şi au apreciat că metoda autoradiografică are posibilităţi mult mai largi, comparabile cu ale camerei Wilson. Pe de altă parte, experienţele lui Step şi Becke (1904), Joly (1907) reţinuseră atenţia petrografilor asupra aportului metodei autoradiografice în determinarea distribuţiei mineralelor radioactive în minereuri şi în studierea structurii haloului pleocroic. Dar valorificarea acestor posibili-

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM 8, NR. 1, P. 77—94, 1970

tăţi era frînată din cauza calităţii necorespunzătoare a plăcilor fotografice. Lui Missovski (1927) îi revine meritul de a prepara filmul cu emulsii groase, speciale, pentru înregistrarea radiaţiilor nucleare (emulsii nucleare), ceea ce a permis în anii următori (după 1945 îndeosebi) dezvoltarea rapidă a metodei autoradiografice.

În prezent, prin perfecţionarea emulsiilor şi a tehnicii de lucru, metoda autoradiografică constituie un instrument de cercetare important în fizica nucleară, biologie, geologie. Evident, descoperirea radioactivităţii artificiale a contribuit la extinderea metodei autoradiografice şi deschide continuu noi posibilităţi în aplicarea metodei.

CONDIŢIILE DE FORMARE A IMAGINII RADIOGRAFICE

Ca şi în cazul imaginii fotografice, mecanismul de formare a imaginii radiografice constă în reducerea bromurii de argint la argint metalic pe seama proceselor electronice şi ionice care se produc în interacţie cu particulele nucleare [1,] [2,] [3].

De-a lungul parcursului particulelor nucleare are loc fotoliza bromurei de argint cu depunere de argint care formează imaginea latentă. Prin developare, urma lăsată de trecerea particulei prin emulsie devine vizibilă. Creşterea sensibilităţii emulsiilor cît şi a puterii lor de rezoluţie, ţinînd seama de capacitatea de ionizare relativ mare a radiaţiilor nucleare, stau la baza utilizării de plăci fotografice speciale cu conţinut ridicat în bromură de argint, de granulaţie foarte fină şi cu strat gros, omogen de emulsie (emulsii nucleare).

În reproducerea formei, dimensiunii şi intensităţii surselor radioactive intervin o serie de erori care influenţează precizia analizei radiografice. Dintre acestea, împrăştierea radiaţiilor nucleare şi abaterea mărimii suprafeţei de contact a secţiunii cu planul imaginii de la mărimea suprafeţei geometrice a secţiunii creează inele de difuzie în jurul imaginii reale şi deformează imaginea radiografică, iar regresia falsifică intensitatea surselor radioactive.

a. ÎMPRĂŞTIEREA RADIAŢIILOR NUCLEARE

Permeabilitatea diferită a rocii şi a păturii de aer existente între secţiunea de rocă şi emulsia fotografică în cazul radiaţiilor nucleare, al căror efect fotografic este valorificat, influenţează propagarea radiaţiilor, stratul de emulsie fiind iradiat după unghiul solid de propagare a lor, la care intervine şi difuzia coulombiană. Pe de altă parte, parcursul radiaţiilor nucleare în cuprinsul secţiunii de rocă fiind de ordinul zecilor de microni pentru radiaţiile α şi de cîţiva milimetri pentru radiaţiile β, produce la rîndul lui o eroare ce nu poate fi neglijată.

Împrăştierea radiaţiilor în cuprinsul secţiunii. Faptul că radiaţiile α şi mai ales β prezintă un parcurs mediu însemnat determină ca emiţătorii α, respectiv β care impresionează placa fotografică să corespundă atît surselor radioactive conţinute în planul secţiunii, cît şi a surselor aflate în planurile următoare din grosimea eşantionului. Pentru corectarea

acestei surse de erori este necesară prepararea unor probe cu grosimi minime.

În cazul α — radiogramelor, numai grosimi sub 20 μ pot corecta împrăştierea radiaţiilor produse în cuprinsul eşantionului. Tehnica actuală de preparare a secţiunilor transparente nu reuşeşte să confecţioneze secţiuni mai subţiri de 30 μ, ceea ce înseamnă că în cazul α — radiografiilor, fie că se lucrează cu secţiuni lustruite sau subţiri, eroarea generată de împrăştierea radiaţiilor α rămîne aceeaşi. Cerinţele legate de interpretarea radiogramelor fac să fie preferate totuşi secţiunile subţiri. În cazul β — radiogramelor, parcursul radiaţiei fiind de ordinul milimetrilor, se impune utilizarea numai a secţiunilor subţiri.

Împrăştierea radiaţiilor în aer. Pătura de aer între suprafaţa eşantionului şi plăcile nucleare avînd o bună permeabilitate pentru radiaţiile α şi β produce devierea acestora şi introduce erori importante mai ales în cazul cercetării incluziunilor microscopice de minerale radioactive.

Din această cauză, cele mai bune rezultate au fost obţinute prin utilizarea foilor de emulsii şi, îndeosebi, a emulsiilor lichide care reuşesc să elimine pătura de aer.

Împrăştierea radiaţiilor în emulsie. Radiaţiile incidente la emulsie se propagă în cuprinsul ei atît potrivit unghiului de incidenţă cît şi difuziei coulombiene, astfel încît permeabilitatea stratului de emulsie la radiaţiile nucleare acţionează în sensul celorlalte erori generate pe seama permeabilităţii aerului şi rocii.

Este necesar ca stratul de emulsie să aibă o putere mare de oprire a radiaţiilor. S-a dovedit că prin creşterea conţinutului în bromură de argint şi prin micşorarea granulelor de bromură de argint se obţine creşterea puterii de oprire, respectiv micşorarea permeabilităţii faţă de radiaţiile nucleare (mai ales faţă de radiaţiile α). În cazul unei emulsii avînd compoziţia în greutatea AgBr : gelatină = 80 : 20, respectiv compoziţia în volume de 44,7% Ag Br şi 55,3% gelatină, s-a determinat că parcursul radiaţiilor α al unei surse de RaC' (energie $E_\alpha = 6{,}5$ MeV, aproximativ de 3 ori mai mare decît energiile E_α a U şi Th), este $\bar{R} = 41\mu$. Cu alte cuvinte, emulsiile fotografice au o putere de oprire de 1800 ori mai mare decît în cazul aerului.

Rezultă că o incluziune radioactivă punctiformă, localizată pe suprafaţa lustruită, generează în emulsie o emisferă de urme individuale care poate să aibă raza de maxim 41 μ.

Întrucît emulsia este examinată în planul normal la axul optic al microscopului, înseamnă că se ia în consideraţie numai proiecţia orizontală a urmei, dar prin aceasta inelul de difuzie din jurul imaginei incluziunii apare mai mic decît parcursul efectiv al radiaţiilor α. Rezultă că proiecţia orizontală a radiaţiilor intrate în emulsie, avînd mărimea definită de cosinusul unghiului de incidenţă, are o mărime a împrăştierii de $\bar{R}/\sqrt{2}$ (unde $\bar{R}$ este parcursul mediu). Astfel se poate aprecia că împrăştierea radiaţiilor α în stratul de emulsie este de aproximativ 20 μ pentru cele mai multe dintre mineralele radioactive.

În consecinţă, datorită însăşi emulsiilor nucleare se obţine un inel de difuzie de aproximativ 20 μ în jurul imaginei reale a incluziunii radioactive.

Ţinînd seama de împrăştierea radiaţiilor α în rocă şi în emulsie (nu mai luăm în discuţie permeabilitatea stratului de aer), rezultă că împrăştierea radiaţiilor nucleare produce două feluri de erori în formarea imaginei radiografice : lărgeşte dimensiunile imaginii reale a surselor radioactive şi şterge conturul incluziunilor foarte mici.

În privinţa primei erori, rezultă că în cazul a două incluziuni radioactive aflate la o distanţă reciprocă mai mică de 40 μ, stratul de emulsie de tipul luat în discuţie înregistrează existenţa unei singure incluziuni cu dimensiuni mai mari. Astfel, această eroare afectează interpretarea atît cu privire la numărul de surse, cît şi dimensiunea acestora (precizia în interpretare trebuie apreciată ca fiind în limitele unei puteri de rezoluţie a surselor radioactive situate la o distanţă reciprocă de aproximativ 40 μ. Pentru obţinerea unei precizii superioare, este necesară utilizarea emulsiilor lichide cu putere de oprire maximă.

b. INEGALITATEA MĂRIMII SUPRAFEŢEI ABSOLUTE A SECŢIUNII FAŢĂ DE SUPRAFAŢA EI GEOMETRICĂ

Suprafaţa secţiunii capătă prin polizare un număr de striaţii pe cm^2 care cresc mărimea absolută a suprafeţei secţiunii. Deoarece pierderea emanaţiei radioactive a unei probe este în funcţie de mărimea absolută a secţiunii, rezultă că obţinerea unei suprafeţe cît mai apropiate de suprafaţa geometrică a secţiunii constituie o cerinţă importantă la prepararea probelor.

Există o neconcordanţă între modul în care se obţine distribuţia areală a mineralelor într-o secţiune dată prin cercetarea acesteia la microscop, în care caz se operează cu suprafaţa geometrică a mineralelor, şi modul în care se obţine imaginea radiografică a surselor radioactive, în care caz acţionează suprafaţa absolută a secţiunii. Această neconcordanţă face să se atribuie ariei mineralului evaluată microscopic o activitate mai mare decît în cazul în care secţiunea ar avea aria definită de un plan perfect ; activitatea măsurată este aferentă suprafeţei absolute ocupată de mineral, pe cînd în calcule ea este raportată *a fortiori* la suprafaţa geometrică.

Pentru reducerea acestei surse de erori se impune ca la prepararea probelor să se aibă în vedere următoarele : să fie întrebuinţaţi abrazivi moi şi de mare fineţe (mai ales în studiul caracterului distribuţiei elementelor radioactive) ; pentru compararea cantitativă a activităţii unei serii de probe, şlefuirea să fie făcută cu ajutorul unui procedeu standard ; în cazul determinării cantitative a activităţii totale prin utilizare de probe în stare de pulbere, granulele să aibă dimensiuni cît mai reduse (să fie adaptată o granulaţie standard, de aproximativ 1—3 μ atît pentru probe, cît şi pentru etaloane).

c. REGRESIA IMAGINII LATENTE

Se constată că densitatea fotografică a unei emulsii nucleare scade odată cu creşterea duratei de expunere, în genere cu întîrzierea developării ; dimensiunea urmelor se scurtează, iar unele urme chiar dispar.

Fenomenul acesta de regresie a imaginei latente, observat pentru prima oară de Blau (1931), a fost studiat în cazul diferitelor tipuri de emulsii nucleare şi condiţii de lucru. Studiile au arătat că toate tipurile de emulsii nucleare prezintă fenomenul de regresie a imaginei latente şi că numeroşi factori influenţează acest fenomen. Gradul de regresie creşte cu diminuarea conţinutului emulsiei în bromură de argint şi cu fineţea granulaţiei, micşorarea pH-ului emulsiei, iar creşterea temperaturii şi umidităţii aerului influenţează în mod deosebit.

În lumina progreselor realizate recent în chimia radiaţiilor ionizante se consideră că regresia este cauzată de apa oxigenată produsă prin descompunerea apei conţinută în gelatină de către radiaţiile α sau β. Întîrzierea developării permite apei oxigenate să difuzeze în granulele de bromură de argint şi dizolvă argintul dispersat coloidal, care defineşte imaginea latentă.

Pentru păstrarea imaginei latente se recomandă ca expunerea să se facă în condiţii nefavorabile atît producerii, cît şi difuziei apei oxigenate. S-a dovedit că regresia poate fi redusă la un grad neglijabil, chiar în cazul expunerilor de 1—2 luni, prin utilizarea de emulsii cu conţinut ridicat de bromură de argint şi cu pH alcalin, şi prin expunere în incinte uscate, în vid, la temperatură joasă.

În afară de aceste surse de erori, în obţinerea imaginei radiografice trebuie să se ţină seama, de asemenea, de efectele chimice în cazul cercetării sulfurilor. Efectele presiunii nu intră în discuţie la utilizarea emulsiilor lichide.

MODUL DE OBŢINERE A AUTORADIOGRAMELOR

Prepararea probelor. În general, metodele de preparare a secţiunilor lustruite şi subţiri pentru studii petrografice satisfac cerinţele metodelor autoradiografice. Detalii asupra acestor metode se găsesc în literatura de specialitate.

În afară de atenţia ce trebuie să se acorde şlefuirii suprafeţei secţiunii, problema principală revine de fapt în a evita contaminarea radioactivă a suprafeţei secţiunii în timpul tăierii, montării şi polizării eşantionului.

Metodele de preparare a probelor trebuie să îndeplinească mai multe condiţii. Să se evite contaminarea radioactivă a suprafeţei, cu alte cuvinte să fie menţinută puritatea radiochimică a porţiunilor din suprafaţă care nu au conţinut în substanţe radioactive; la prepararea probei să nu se împrăştie pulberea fină a incluziunilor radioactive în striaţiile şi porii suprafeţei. De asemenea, este necesară obţinerea unei suprafeţe cît mai lipsită de asperităţi, fapt important în cazul corelării imaginii radiografice cu cea petrografică; pentru determinarea radioactivităţii globale a unui eşantion este valabilă doar condiţia legată de evitarea contaminării radiochimice a probelor între ele.

Tipuri de emulsie. Pentru obţinerea α — radiogramelor poate să fie folosită oricare dintre emulsiile nucleare sensibile la particule cu capacitate de ionizare mare (*NIKFI—K*, $-T_2$, $-T_3$; *Agfa* — *K* — 102; *Ilford* E_1, *Ilford* C_2). Institutul de fizică atomică (Bucureşti) prepară două emulsii nucleare de tip EN_1 şi EN_2 care s-au dovedit de asemenea utile

[2]. În mod special se acordă atenţie emulsiilor lichide (emulsii sub formă de gel). Rezultate bune au fost obţinute cu emulsia *NIKFI* tip A_2 (fabricaţie sovietică) şi emulsia *Ilford* C_2 în formă de gel.

Detalii de lucru. Emulsiile lichide sînt cel mai folosite. Plăcile au cedat treptat acestui tip de emulsie, încît în prezent se folosesc doar ocazional [1], [2], [4], [5].

Descriem procedeul recomandat de Picciotto [6]: secţiunile subţiri, neacoperite, sînt curăţate cu alcool, spălate în curent de apă bidistilată şi uscate la adăpost de praf. Cîţiva cm^3 de emulsie lichidă (de exemplu: emulsia *Ilford* C_2 în formă de gel) se topeşte în eprubetă la 45°C, timp de 10 min. Emulsia lichidă este apoi vărsată picătură cu picătură pe secţiunea subţire aflată în poziţie orizontală. Pentru a se obţine după uscare un strat de emulsie de 50—100 μ, trebuie să fie utilizat aproximativ 0,1 cm^3 emulsie/cm^2 secţiune. Uscarea stratului de emulsie se face într-un exicator în prezenţă de silicagel, timp de 10 ore. Important este ca emulsia să fie cît mai deshidratată pentru a se evita regresia imaginei latente. Expunerea se face în atmosferă uscată la 4°C.

Pentru obţinerea unei developări omogene în toată grosimea emulsiei şi pentru a reduce gonflarea gelatinei se utilizează metoda de developare la două temperaturi cu un revelator de amidol la un pH = 7. Revelator: Sulfit de sodiu anhidru 12 g, Amidol 3 g, Bromură de potasiu 0,5 g, Acid boric 4 g, Apă 1000 g.

Prelucrarea emulsiei se face la lumină actinică relativ slabă.

Pentru fiecare serie de emulsie este necesar să se facă încercări preliminare pentru găsirea unor timpi de lucru optimi:

— impregnarea în apă distilată la 4°C, aproximativ 15 minute;

— impregnare în revelator la 4°C, 40 minute.

Revelatorul este îndepărtat şi placa este adusă la sec la 14° timp de 40 minute.

Baia de oprire constă în introducerea plăcii timp de 5 minute în acid acetic 1% la 4°C.

Fixarea în hiposulfit 30% la 10°C, urmată de spălare în curent de apă timp de 2—3 ore.

MODUL DE INTERPRETARE A AUTORADIOGRAMELOR

În urma examinării autoradiogramelor se pot obţine informaţii cu privire la natura şi intensitatea surselor radioactive, localizarea lor în mineralele de bază, activitatea totală a eşantionului etc.

Pentru obţinerea acestor date se măsoară sub microscop numărul urmelor în funcţie de lungimea lor (metoda autoradiografică a urmelor) sau densitatea de înnegrire a emulsiei (metoda autoradiografică de contrast).

Pentru corelarea imaginii radiografice cu parageneza mineralogică se examinează secţiunea la un microscop obişnuit, utilizat în petrografie, făcînd claritatea la nivelul secţiunii şi, ulterior, la nivelul emulsiei (în cazul utilizării emulsiilor lichide). La utilizarea plăcilor nucleare (emulsii cu suport), corelarea este dificilă şi mai puţin precisă. Se observă că şi din acest punct de vedere sînt preferate emulsiile lichide.

Pentru măsurarea urmelor sînt folosite microscoape specializate (de exemplu, microscopul Karl Zeiss Jena, model *KSM*-1). Se pot utiliza şi microscoape binoculare a căror platine sînt prevăzute cu mişcare rectangulară şi sînt dotate cu şuruburi micrometrice.

DETERMINAREA FORMEI DE EXISTENŢĂ A URANIULUI ŞI THORIULUI ÎN ROCI.

Încă din 1935, Baranov şi Kretschmer [7] au arătat cu ajutorul emulsiilor că în granite radioactivitatea este concentrată în incluziuni microscopice. De atunci, metoda autoradiografică s-a impus ca un mijloc simplu şi eficient de a da o imagine precisă, de ansamblu asupra distribuţiei radioactivităţii în relaţie cu parageneza mineralogică.

De exemplu, repartizarea uniformă a urmelor alfa, adică distribuţia omogenă a radioactivităţii în cuprinsul rocii, exprimă starea de izormorfie a elementelor radioactive (fig. 1); aglomerarea relativă a urmelor alfa în spaţii restrînse se traduc prin prezenţa elementelor radioactive sub formă de incluziuni (fig. 2); din lungimea urmelor alfa se deduce natura sursei radioactive, iar numărul urmelor alfa pe unitate de suprafaţă şi timp (activitatea specifică Asα/cm^2 s) informează asupra conţinutului în elemente radioactive etc.

Metoda s-a aplicat la studiul unor variate tipuri de roci, în special, roci eruptive.

Caracterizarea de detaliu obţinută pe această cale permite stabilirea de relaţii cu fazele de cristalizare ale magmei, cu procesele de autometamorfism, de alteraţie hidrotermală etc. [8], [9].

Yagoda [10] demonstrează prezenţa elementelor radioactive (în special radiu) sub formă de radiocoloizi, ca produşi de precipitare pe seama alterării şi levigării mineralelor de uraniu. Aceasta explică o serie de anomalii, ca valoarea ridicată a raportului Ra/U în cazul sedimentelor marine sau caracterul radioactiv al unor minerale de gangă, neasociate cu vreun mineral de uraniu.

Este interesantă observaţia lui Merlin şi alţii că, conţinutul în elemente radioactive variază pentru un acelaşi mineral de la o generaţie la alta (cazul cuarţului, ortoclazului, allanitului) [11], cît şi în cuprinsul unui acelaşi cristal (allanit) [12].

Din studiile făcute pe diferite roci se evidenţiază în mod deosebit observaţia că radioactivitatea este în general distribuită heterogen, fiind concentrată într-un număr mic de minerale accesorii, aflate sub formă de incluziuni în mineralele de bază ale rocii sau localizate în interstiţii şi fisuri. Punerea în evidenţă a radioactivităţii localizate în interstiţii şi fisuri este de o importanţă deosebită, de exemplu, în eliminarea acestor probe în cazul determinărilor de vîrstă absolută. S-a dovedit că într-o astfel de ocurenţă, mineralele radioactive sînt expuse la pierderi de heliu şi din această cauză se pot obţine vîrste eronate, mai tinere decît în realitate. De altfel, în cazul mineralelor aflate pe fisuri, însăşi vîrsta lor este mai tînără în raport cu mineralele din incluziuni, de origină primară. Rezultă că în determinări de vîrstă trebuie selecţionate numai mineralele a căror activitate este localizată în incluziuni, în care scop analizei autoradiografice i s-a acordat un rol important [13], [14].

De altminteri, ea poate să dea informaţii şi asupra capacităţii de reţinere a heliului de către diferitele minerale, utilizîndu-se în acest scop metoda de determinare a emanaţiilor [5].

Stabilirea gradului de neuniformitate a distribuţiei radioactivităţii s-a dovedit extrem de utilă şi la fixarea dimensiunilor minime a eşantioanelor reprezentative pentru determinarea radioactivităţii rocilor.

CARACTERIZAREA MINERALELOR DE URANIU ŞI THORIU

Identificarea speciei de minerale. Numărul de urme (densitatea optică) este în relaţie directă cu conţinutul în uraniu şi thoriu a secţiunii cercetate, fapt ce a permis utilizarea metodei autoradiografice în scopul identificării speciei de minerale de uraniu şi thoriu pe baza activităţii alfa specifice, $A_s\alpha/cm^2$ s.

În tabela 1 sînt figurate valorile $A_s\alpha/cm^2$ s pentru mineralele mai frecvent întîlnite. Oscilaţiile acestor valori pentru unele minerale se explică pe seama compoziţiei diferite în izotopi descendenţi, mineralele fiind recoltate din regiuni diferite şi avînd vîrste variate.

Tabela 1

Clasificarea mineralelor de toriu şi uraniu cel mai frecvente (după Yagoda)

Mineralul	Compoziţia chimică	Culoare	Duritate	Activitatea specifică A_s **)
Uraninit	UO_2 + var Pb	negru	5—6	215—160
Bröggerot	UO_2+ThO_2+var.Pb	negru	5—6	170—160
Clevelit	UO_2 + lantanide	negru	5—6	176
Pechblendă	U_3O_8 + var. Pb	negru	5—6	186—140
Gummit	$UO_3.nH_2O$	portocaliu	2—5	135
Clarkeit	Gumit sodic	brun	4	155
Curit	$2PbO.5UO_3.4H_2O$	portocaliu	4—5	134
Soddyit	$12\ UO_3.5SiO_2.14H_2O$	galben	4	115
Vandenbrandit	$CuO.\ UO_3.\ 2H_2O$	verde închis	3—4	115
Thorianit	ThO_2 + var. Pb	negru	6	111—76
Uranofan	$CaO.\ 2UO_3.SiO_2.6H_2O$	galben	2—3	97—50
Torbernit	$CuO.2UO_3.P_2O_5.8H_2O$	verde	2	97—82
Carnotit	Vanadat de U + K	galben	moale	48—29
Autunit	$CaO.2UO_3.P_2O_5.8H_2O$	galben pal	2	55—40
Betafit	Oxid multipli *)	brun	4—5	29
Uranothorit	Silicat de Th + U	portocaliu	5	25—15
Ferothorit	Thorit ferian	brun roşcat	4	18
Samarskit	Oxid multiplu	brun închis	5—6	21—15
Euxenit	Oxid multiplu	brun	5—6	24—16
Priorit	Oxid multiplu	negru	5—6	20—8
Polycrasă	Oxid multiplu	brun	5—6	12
Fergusonit	Oxid multiplu	brun	5—6	12
Eschynit	Oxid multiplu	negru	5—6	
Monazită	Fosfat de lantanide	brun	5	7—4
Microlit	Oxid multiplu	brun	5	1,6
Allanit	Epidot cu Ceriu	negru	5—6	0,8—02

*) Oxizii multipli sînt compuşi de Nb, Ta şi Ti cu cantităţi variabile de UO_2, ThO_2, lantanide şi alţi oxizi metalici.

**) Intervalele indică valori extreme observate în probe provenite din două sau mai multe localităţi.

Criteriul A_s poate fi extrem de util în identificarea speciei de minerale de uraniu și thoriu mai ales prin asociere cu metode chimice și optice. El nu este aplicabil în cazul mineralelor alterate, în absența echilibrului radioactiv.

Criteriul A_s poate fi luat în considerație și în privința evaluării importanței economice a incluziunilor de minerale de uraniu și thoriu. Mineralele cu un conținut în uraniu de 1% au $A_s = 1{,}3\alpha/cm^2$ s, iar cu un conținut în thoriu de 1% au $A_s = 0{,}4$ α/cm^2s. Criteriul A_s prezintă însă limitații, neputînd fi aplicat decît pentru granulele de mineral care depășesc 0,3 mm.

Dealtfel, la diferențierea unor minerale (de exemplu diferențierea pechblendei de mineralele radioactive cristalizate din formațiunile pegmatitice, cum este uraninitul) poate servi drept criteriu morfologia alfa-radiogramelor. Pechblenda, fiind depusă din dispersii coloidale ale oxidului de uraniu, are structura coloformă, botrioidală, celulară și sferolitică provenite prin solidificarea înceată din starea de gel. Aceste structuri sînt observabile și la microscop, însă în autoradiograme se evidențiază printr-un contrast mai puternic.

Identificarea mineralelor este mult mai eficientă prin determinarea pe baza valorilor A_s α/cm^2 s a concentrației lor în uraniu și thoriu.

Determinarea structurii mineralelor. Datorită puterii de rezoluție ridicată, alfa radiogramele permit studiu detaliat al structurii mineralelor radioactive la microscop sau prin obținerea de imagini mărite la aparatul de proiecție, cît mai ales prin microfotografiere [13], [5]. Repartiția areală a densității optice constituie o măsură precisă a distribuției componenților radioactivi în suprafața cercetată, ceea ce definește tocmai structura mineralelor.

În cazul mineralelor nealterate, densitatea optică este în mod esențial uniformă, pe cînd la mineralele alterate se obține o înnegrire variabilă, a cărei intensități depind de prezența componenților hidratați sau oxidați. În figura 3 sînt reproduse radiogramele obținute în cazul unor specii alterate de uraninit, precum și a uraninitului nealterat.

Localizarea spațială în minerale. Cercetarea alfa-radiogramelor unor minerale, ca blomstandin, zircon, fergusonit, samarskit au arătat o concentrare diferită a elementelor radioactive în cuprinsul cristalelor. Aceasta subliniază una dintre calitățile analizei autoradiografice, pe care nu o are cercetarea directă a secțiunilor lustruite.

Se observă în cazul, de exemplu, a alfa-radiogramei unui cristal de samarskit (fig. 4) că datorită bombardamentului prelungit al rețelei de către particulele alfa și a reculului atomilor la dezintegrarea uraniului și thoriului, mineralul dezvoltat inițial, ca un cristal izotrop, a devenit amorf în acele porțiuni cu un conținut radioactiv ridicat.

Alfa-radiogramele pun în evidență în mod clar atît localizarea spațială a constituienților radioactivi cît și starea metamictică a mineralelor.

DETERMINAREA CONCENTRAȚIEI ÎN URANIU ȘI THORIU A ROCILOR

Determinarea în secțiune si în pulbere. În cazul folosirii metodei urmelor, se procedează la examinarea sub microscop a numărului de urme pe cm^2 de emulsie pentru uraniu, respectiv thoriu, avînd în vedere lungimea parcursului particulelor α a RaC′ ($R = 38{,}5$ μ în emulsie), respectiv a ThC′ ($R = 47$ μ). Pe baza timpului de expunere, a constanței de dezintegrare a elementului cercetat și a coeficientului de absorbție a particulelor alfa în rocă și aer se calculează concentrația în uraniu și thoriu [6], [15], [16].

Rezultate precise se obțin în special la utilizarea probelor sub formă de pulberi foarte fine (granulația să nu depășească cîțiva microni). În acest caz, diferențierea lungimii urmelor se poate face mai bine, corecția de absorbție a particulelor poate să fie neglijată, iar calculul concentrației în elemente radioactive decurge destul de simplu din cantitatea de pulbere de rocă luată în analiză și numărul de urme determinat din histograma lungimii parcursurilor.

Tehnica de lucru constă în aducerea unei cantități cunoscute de pulbere în contact cu emulsia. În principal, se deosebesc patru procedee: așezarea directă a pulberii pe o placă nucleară; împrăștierea pulberii pe o placă de sticlă care se acoperă apoi cu emulsie; stratul de pulbere uniform repartizat este așezat între două plăci nucleare; încorporarea pulberii de rocă în emulsie lichidă. În cazul ultimului procedeu, pulberea exact cîntărită se ia în cantitate mică pentru a nu reduce transparența emulsiei. La Institutul de fizică atomică (București) este folosit următorul procedeu [2]: proba de rocă în stare de pulbere, cîntărită exact, se amestecă bine cu un volum foarte mic de soluție de gelatină sau de plexiglas. Suspensia astfel obținută se trece cantitativ pe o lamelă de sticlă cu suparafața cunoscută. După uscare rezultă o peliculă de cîțiva microni (nu trebuie să depășească 1—3 μ pentru a se evita astfel corecția absorbției particulelor alfa în stratul de pulbere). Se așează apoi lamela de sticlă deasupra unei plăci nucleare. După impresionare se developează plăcile și se cercetează la microscop, construind histograma lungimii parcursurilor. Tehnica de lucru este asemănătoare cu aceea în cazul determinării elementelor radioactive în soluție.

Utilizarea metodei autoradiografice la determinarea concentrației în uraniu și thoriu a rocilor în stare de secțiuni trebuie reținută îndeosebi în sensul că face posibilă stabilirea caracterului cantitativ al distribuției elementelor radioactive, conducînd la precizarea naturii mineralogice a incluziunilor radioactive, abundenții elementelor radioactive pentru fiecare mineral din parageneza studiată etc., cît și variația radioactivității într-o secțiune a unui singur cristal. În figura 5 este reprodusă variația activității în secțiunea unui cristal de zircon [15]. Se remarcă patru cîmpuri de variație a radioactivității (I, II, III, IV) în care distribuția este uniformă, urmînd legea lui Poisson. Calculele au arătat că fiecare cîmp are un conținut anumit în uraniu și că cîmpurile I și II corespund unei părți din cristal în care lipsește thoriu (tabela 2). Această diferențiere a cristalului în două părți din punct de vedere al conținutului în uraniu și thoriu coincide de fapt cu deosebiri și în ceea ce privește

reflectivitatea şi culoarea. Pe baza acestor date, se conclude că cele două părţi ale cristalului au fost formate în timpi diferiţi.

Dintre metodele autoradiografice de contrast se remarcă metoda lui Abrahams [17] cu productivitate ridicată şi precizie comparabilă cu măsurătorile efectuate cu ajutorul controlului Geiger-Müller.

Metoda permite să se determine simultan activitatea unui număr de 110 probe, folosind la expunere un singur film. Probele de roci, în

Tabela 2

Variaţia conţinutului în U şi raportul Th/U într-o secţiune a unui cristal de zircon

Cîmp	Grame U/grame material	Th/U
I	$3{,}3.10^{-4}$	0
II	$2{,}85.10^{-4}$	0
III	$2{,}0.10^{-4}$	0,5
IV	$7{,}75.10^{-5}$	2

stare de pulbere fină, în greutate de 4 — 6 g sînt introduse în containere cilindrice din leucit cu diametrul de 2,85 cm şi înălţimea de 0,30 cm. O casetă compartimentată în locaşuri pătrate cu latura de 3 cm permite aşezarea unui număr de 110 probe (fig. 6).

În vederea expunerii se introduce în aceeaşi serie de probe de analizat un număr de 4 — 5 probe cu concentraţie cunoscută în U_3O_8 care servesc la calibrarea curbei densitometrice.

Developarea şi fixarea filmului se face după metodele standard prescrise pentru filmele de raze *X*. După uscare, se marchează schiţa casetei pe film cu ajutorul unei grile, încît fiecărei probe îi corespunde pe film o suprafaţă bine definită (fig. 7). Aceste suprafeţe sînt citate apoi individual la densitometru.

Conţinutul probelor în U_3O_8% se află prin raportare la curba calibrată cu ajutorul probelor standard de U_3O_8 care au fost incluse în seria analizată. În acest fel sînt eliminate erorile datorate diferenţelor în ceea ce priveşte tipul şi calitatea filmelor, precum şi condiţiile de developare.

Productivitatea deosebită a metodei poate fi crescută de altfel prin automatizarea operaţiilor cu ajutorul echipamentelor electronice.

În cazul probelor cu activitate slabă precizia este mai mare decît în determinările efectuate cu contorii Geiger-Müller.

O limitare a preciziei metodei decurge din faptul că întreaga activitate a rocii este atribuită U_3O_8. Evident, prin utilizare de standarde cu o concentraţie cunoscută în ThO_2, metoda poate fi aplicată cu o bună precizie în cazul monazitei sau altor minereuri de thoriu.

★

Timpul mare de expunere şi tehnica de lucru pretenţioasă împietează folosirea metodei autoradiografice în teren. Aceste dezavantaje sînt reduse în mare măsură în cazul metodei radioluxografice propusă

de Dooley [18]. Această metodă valorifică efectul fosforescent al radiațiilor nucleare, depistînd prezența surselor radioactive prin înregistrarea fotografică a scintilațiilor produse într-un fosfor. Transformarea radiațiilor nucleare în scintilații a permis folosirea filmelor obișnuite, cu sensibilitate ridicată.

Operațiile de prelucrare a filmului sînt simple, iar durata de expunere este micșorată de 50 — 100 ori față de metoda autoradiografică de contact (în general, nu depășește 24 de ore) în funcție de tipul de film folosit.

Determinarea în soluție. Au fost elaborate numeroase procedee care se deosebesc între ele prin felul în care este încorporată soluția radioactivă în emulsie. Evitarea contactului direct al soluției cu emulsia a constituit una dintre preocupările principale, soluția acționînd nefavorabil asupra emulsiei, micșorînd sensibilitatea și accelerînd regresia.

M. Nicolae [19] a propus un asemenea procedeu de determinare absolută a Th^{232} și U^{238}, aplicabil cu o precizie bună pentru un domeniu de concentrații $5.10^{-4} - 5.10^{-6}$ gU(Th)/ml. Se recomandă folosirea procedeului la determinarea concentrației elementelor α — active în apele naturale, în minerale și cenușile de cărbuni care au conținut scăzut în substanțe radioactive. Eroarea metodei este de max. 10% pentru valori de 10^{-5} g U(Th)/ml și mai mari de 10% pentru conținuturi de ordinul 10^{-3} gU(Th)/ml. Pentru eliminarea fondului se cere ca numărul urmelor α să depășească de 3 — 4 ori valoarea fondului. În scopul obținerii unei precizii satisfăcătoare în cazul analizei mineralelor se recomandă să se ia în calcule un număr mult mai mare decît 1 000 urme α, întrucît histograma parcursului are un aspect mai complex din cauza prezenței descendenților.

Pentru determinarea cantităților mici de Th în soluție, Piccitto și Wilgain [20] au elaborat o metodă extrem de sensibilă bazată pe măsurarea stelelor particulelor emise de Rd Th (Th^{227}) formate în emulsii nucleare (plăci nucleare *Ilford* C_2 de 100 μ).

Tehnica de lucru este greoaie, nu se pretează la determinări de serie, însă este singura metodă care dă posibilitatea să se determine cantități de ordinul 10^{-9} g (eroare 3%).

STUDIUL HALOULUI PLEOCROIC

Cercetarea secțiunilor subțiri la microscopul polarizant arată, în unele minerale, prezența de aureole colorate, pleocroice în jurul incluziunilor microscopice de minerale accesorii. Aceste aureole au fost observate atît în minerale colorate (biotit, turmalină, amfibol, clorit) precum și în minerale incolore (muscovit, cordierit, fluorină). Cel mai frecvent, incluziunile sînt de zircon, apatită și sfen.

Forma halourilor pleocroice sau de colorație este circulară sau ovală, corespunzător morfologiei incluziunii din centrul haloului (nucleul haloului) (fig. 8). În caz că nucleul este practic punctiform, haloul este definit din mai multe cercuri, bine delimitate. Razele acestor cercuri sînt în general de ordinul zecilor de microni, în corespondență strînsă cu parcursul particulelor α ale uraniului, thoriului și decendenților în mine-

Fig. 1. — Distribuția uniformă a α-activității într-o secțiune de ortit (1 cm corespunde la 12 μ) [12].

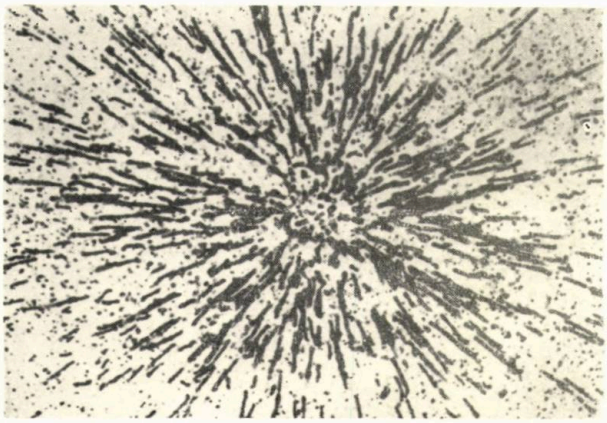


Fig. 2. — α-radiograma unei incluziuni de uraninit în biotit (1 cm corespunde la 50 μ) [12].

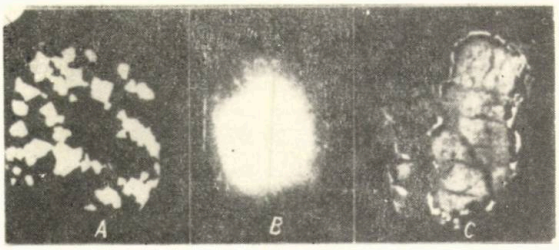


Fig. 3. — α-radiograma uraninitului (A) și a unor specii alterate de uraninit (B și C) [5].

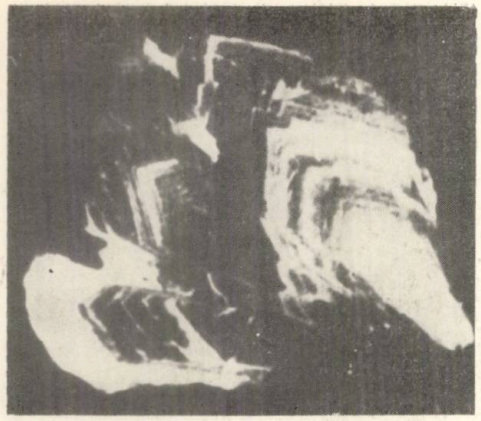


Fig. 4. — α-radiograma unei secțiuni printr-un cristal de samarskit (Y, Er)$_4$ [(Nb, Ta)$_2$ O$_7$]$_3$ [5].

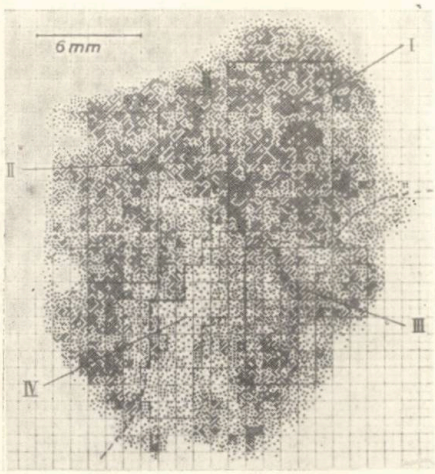


Fig. 5. — Variația α-activității în secțiunea unui cristal de zircon, $ZrSiO_4$ [15].

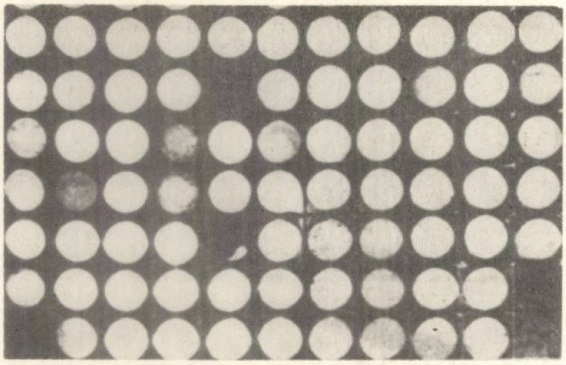


Fig. 6. — Modul de amplasare a probelor în casetă (metoda Abrahams) [17]. Containerele de culoare închisă corespund probelor standard (4,3%, 0,43%, 0,043% și 0,0043% U_3O_8) și unui blanc.

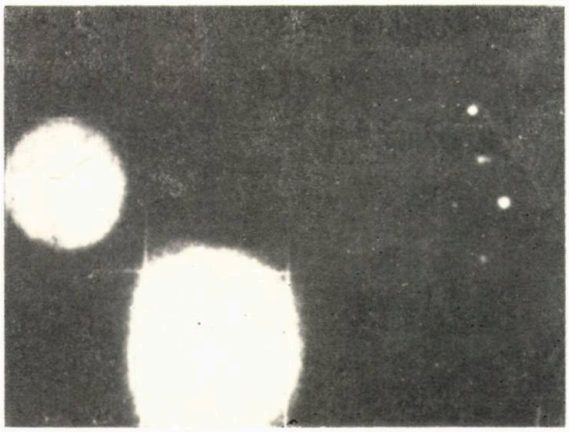


Fig. 7. — Autoradiografia unei probe standard (jos la dreapta) și a unei probe cu activitate necunoscută (sus la stînga).

Fig. 8. — Imaginea unui biotit în care este cantonată o incluziune de uraninit însoțită de un puternic halou.

ralul iradiat. Cercetarea autoradiografică a nucleului halourilor, identitatea razei cercurilor haloului cu parcursul particulelor α de diferite energii emise de cele trei familii radioactive, obținerea artificială a halourilor în diferite minerale cu ajutorul unei surse punctiforme α — active, toate acestea au demonstrat originea radioactivă a halourilor. Ele au fost identificate în relația cu α — emițători a celor trei familii radioactive. Au fost semnalate halouri cu raza de 0,2 — 0,3 mm, cît și mult mai mici, de 6μ și 8,6 μ. Halourile gigante sînt atribuite unor β — emițători din familia Th (ele au fost observate în cuarț, avînd nucleul de monazită), iar halourile de 6 μ, samariului. În ceea ce privește halourile cu raza de 8,6 μ, explicația n-a fost încă dată.

DETERMINAREA VÎRSTEI ABSOLUTE

Odată ce s-a stabilit că intensitatea haloului este funcție de doza totală alfa primită în cursul timpului geologic, a fost întrevăzută posibilitatea ca pe baza cunoașterii acestei funcții și activității specifice a incluziunii să se determine vîrsta haloului, respectiv a timpului de cînd a fost consolidată roca.

Dintre metodele elaborate, metoda lui Deutsch, Hirschberg, Picciotto [1] pentru biotite din granit este apreciată ca cea mai utilă și a fost aplicată în numeroase cazuri[2]. Ea permite să se determine vîrstele prin raportare la o rocă de vîrstă cunoscută care conține biotit de sensibilitate apropiată la alfa-iradiere.

Metoda se bazează pe două măsurători:

a) Cu ajutorul unui microfotometru întegistrator se măsoară intensitatea înnegririi biotitului în zona haloului (fig. 9).

La determinarea vîrstei se ia mărimea D care însumează creșterea densității optice a biotitului în întreaga zonă a haloului

$$D = \log_{10} \frac{I_h}{I_B} \, d_x,$$

unde

x = distanța de la marginea incluziunii;

I_h = transmisia optică;

I_B = transmisia optică medie a biotitului neafectat de acțiunea particulelor α.

Se observă că D este proporțional cu grosimea biotitului și are dimensiunea unei lungimi (D este exprimat prin raportarea la o grosime standard de 25 μ).

b) Se determină activitatea specifică A_s α/cm^2s a incluziunii cu ajutorul emulsiilor nucleare.

Deoarece intensitatea colorării D este funcție de doza totală de iradiere A_T (pentru o rocă de vîrstă t, $A_T = A_s t$), valorile D obținute

[1] Deutsch, S,, Hirschberg, D. și Picciotto, E. E., Bull. Soc. belge geol., (1956), 267.

[2] Deutsch, S., și Chauris, L., Cr. Soc. géol. France, *12*, 277 (1958); Deutsch, S. și Longinelli, A., Experientia, *15*, 8 (1959) etc.

pentru o serie de halouri din roca cercetată este de aşteptat să fie proporţională cu valorile corespunzătoare A_T.

Dacă se consideră cazul unei roci de vîrstă cunoscută şi se adoptă o reprezentare bilogaritmică, în care valorile D (μ) sînt puse în ordo-

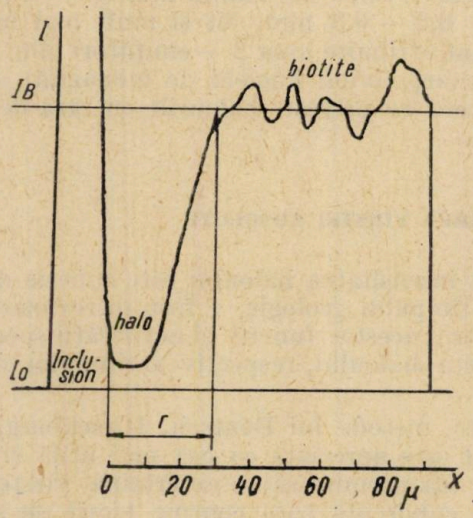


Fig. 9. — Profilul fotometric a unui halou în biotit. I_B = valoarea medie a transmisiei în zona externă a haloului; r = raza haloului [14].

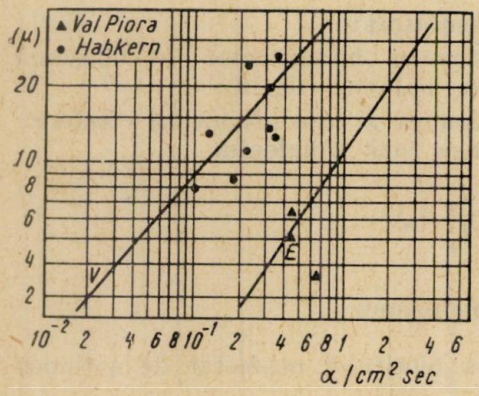
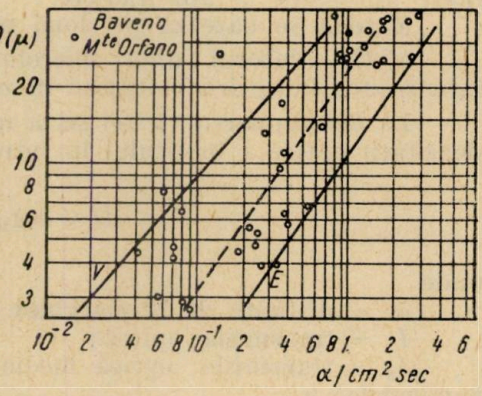


Fig. 10. — *a*) Determinarea vîrstei haloului prin raportarea la linia izocronă a unei roci de vîrstă cunoscută.



b) Determinarea vîrstei haloului prin raportarea la linia izocronă a unei roci de vîrstă cunoscută.

nată, iar A_T α/cm^2 în abscisă, se obţine o linie dreaptă, asemănătoare celei din figura 10.

Determinarea vîrstei se bazează pe faptul că, două eşantioane de biotit care au aceeaşi sensibilitate la α — iradiere artificială prezintă sensibilităţi comparabile în formarea halourilor. Se consideră că raportul dintre vîrsta unei roci de vîrstă cunoscută t_1, la aceea a uneia de vîrstă necunoscută t_2 şi eare au sensibilităţi asemănătoare, este invers pro-

porţional cu raportul activităţilor specifice ale halourilor de aceeaşi intensitate D:

$$\frac{t_1}{t_2} = \frac{A_{s_2}}{A_{s_1}}.$$

Procedeul de lucru constă în următoarele: se măsoară $D(\mu)$ şi $A_s\alpha/cm^2s$ pentru cîteva halouri în stadii diferite de dezvoltare şi se pun în graficul bilogaritmic. Linia dreaptă care trece prin punctele obţinute poate să aibă o pantă comparabilă cu aceea a liniei izocrone a biotitului de vîrstă cunoscută şi sensibilitate apropiată. Se trasează o linie dreaptă paralelă la axa A_x care va intersecta cele două linii izocrone. Porţiunea de dreaptă cuprinsă între cele două linii reprezintă $\log \frac{t_1}{t_2}$.

Apare mai clar modul în care se determină vîrsta unei roci dacă luăm în discuţie cazul cînd se trasează liniile izocrone pentru două roci de vîrstă cunoscută t_1, respectiv $t_2(t_2 \gg t_1)$ iar linia izocronă a rocii de vîrstă necunoscută se plasează între cele două linii ale rocilor folosite ca etalon. Poziţia liniei rocii de cercetat, în raport cu cele două linii, defineşte la scară logaritmică vîrsta acestei roci.

Precizia determinărilor depinde evident de dispersia punctelor în jurul liniei izocrone. În general, dispersia punctelor este de 20—40%. Eroarea absolută este cea mai mare pentru roci mai vechi; distanţa între (două izocrone depinde de raportul între cele două vîrste şi nu de diferenţa între ele. Metoda este sensibilă în special pentru roci tinere.

Pentru obţinerea rapidă de informaţii calitative asupra vîrstei unei roci intrusive, care n-a suferit metamorfism, pot servi în mod satisfăcător chiar numai unele aprecieri indirecte asupra intensităţii haloului şi a ordinului de mărime a activităţii specifice a incluziunii (vezi tabela 3 după Picciotto şi Deutsch).

Tabela 3

Dezvoltarea halourilor în jurul diferitelor incluziuni, funcţie de vîrsta rocii

Natura incluziunii	Activitatea specifică cm² s	Vîrsta rocii		
		Precambrian	Paleozoic	Terţiar
Apatită	10^{-3}—10^{-2}	slab	absent	absent
Sfen + zircon	10^{-2}—10^{-1}	normal	slab	absent
Zircon + allanit	10^{-1}—1	saturat	normal	slab-normal
Minerale bogate în U şi Th	10	inversat	inversat	saturat

Halou slab : $r = 10\ \mu$, dezvoltare embrionară
Halou normal : $r = 20\ \mu$, gradient de coloraţie
Halou saturat : $r = 35 - 42\ \mu$, coloraţie uniformă
Halou inversat : gradient inversat a coloraţiei — slab în centru, saturat în exterior.

Pentru orientare în atribuirea vîrstei, prezenţa haloului denotă întotdeauna vîrste mai vechi decît mezozoicul. De exemplu, s-a dovedit că granitele paleozoice din Uzbekistanul de Vest şi din sudul Pamirului

se caracterizează prin prezența halourilor pleocroice în jurul mineralelor radioactive, în timp ce intruziunile mezozoice din nordul Pamirului, al căror biotit conține mult zircon, sînt lipsite de halouri pleocroice [21]. Referitor la asemenea aprecieri, trebuie să se țină seama neapărat dacă roca respectivă lipsită de halouri a suferit sau nu metamorfism, întrucît procesele metamorfice șterg sau chiar fac să dispară halourile.

S. Deutsch (1958—1959) și P. Pasteels (1960) au dovedit că metamorfismul chiar epizonal șterge halourile prezente, care se reformează însă ulterior încît ele reflectă de fapt vîrsta metamorfismului ultim.

COMBINAREA METODEI AUTORADIOGRAFICE CU RADIOACTIVITATEA PROVOCATĂ

Goodman și Pincton (1941) [22] au aplicat pentru prima oară metoda autoradiografică la cercetarea secțiunilor lustruite de roci iradiate cu neutroni, obținînd pe această cale informații asupra localizării mineralelor de mangan. Iradierea a fost făcută în fasciculul de neutroni termalizați de la un ciclotron.

În 1949, Yagoda [5] a aplicat metoda autoradiografică în condițiile preconizate de Goodman și Pincton, în cazul unor minerale de cupru și plumb cu conținut în aur.

O aplicație interesantă a fost făcută de Michael și alții [23] la localizarea albitului și microclinului într-un cristal de micropertită. S-a obținut un efect fotografic mai intens în aria ocupată de albit pe seama activității induse Na^{24} care prezintă o activitate de 100 ori mai mare decît activitatea potasiului, și pe această bază au fost diferențiate cele două minerale.

Goodman și Thomson [24] au arătat că o serie de elemente, ca Dy, Eu, Ba, In, Mn, As, Cu, Ir, La, W, Au etc. se pretează la asemenea cercetări, avînd secțiune eficace ridicată la neutroni, după cum Yagoda [5] a făcut observația că pe această cale ar fi posibil să fie detectate mineralele accesorii de lantanide. Problema prezintă unele dificultăți generate de interferența cu elemente din mineralele în care sînt cantonate elementele rare și pe care se pare că autorii citați le-au trecut cu vederea.

Metoda este aplicabilă numai la elementele cu secțiune eficace ridicată pentru neutroni sau deuteroni, dar în aprecierea condițiilor convenabile de aplicare la cercetarea unui anumit element trebuie să se țină seama de compoziția globală a probei (matricea elementului de cercetat). În înnegrirea plăcilor acționează radiațiile β a izotopului de cercetat, cît și a celorlalți izotopi și în acest sens trebuie să se țină seama în alegerea condițiilor de iradiere, a timpului de stingere a activității celorlalte β — radionuclee interferente pentru a permite manifestarea singulară a elementului de cercetat. De asemenea, ar putea fi utile unele filtre pentru a ecrana eventual radiațiile mai slabe decît ale elementului respectiv.

O altă aplicație importantă o constituie repartiția cenușilor primare de origine vegetală în cărbuni [25].

S-a constatat că maceralile omogene conțin puțină cenușe vegetală intrinsecă și că microlitotipele heterogene, în special claroduritul, conțin

cea mai puțină cenușă, aflată în stare dispersată în collinit care joacă rol de ciment.

Collinitul este depus ca gel și inglobează fragmente vegetale și substanțe minerale. Examinarea fotografiei petrografice și autoradiografiei obținute la aceeași scară în cazul unei probe de huilă cu flacără a permis următoarele observații de detaliu :

a) autoradiografia reproduce fidel microstratificația probei ;

b) activitatea cea mai puternică este dată, cum era de așteptat, de către incluziunile de pirită ;

c) cele mai puternice activități în cazul mineralizației primare corespund cloroduriților.

Primit la redacție la 12 noiembrie 1969.

BIBIOGRAFIE

1. Sanielevici, Al. S., *Radioactivitatea*, vol. I, București, Edit. Academiei R.P.R., 1956, p. 214—221.
2. Nicolae Marieta, *Autoradiografia cu emulsii nucleare. Tehnica Nucleară în sprijinul producției*, București, Edit. Academiei R.P.R., 1963, p. 201—215.
3. Nicolae Marieta, *Fizico-chimia proceselor fotografice*. București, Edit. Academiei, R.S.R., 1965.
4. Bowie, S. H. U., *Autoradiographic techniques in geological research*. Bul. Geol. Survey of Great Britain *3*, 58—71 (1951).
5. Yagoda, H., *Radioactive measurements with nuclear emulsions*. New York, John Widley and Sons, 315 (1949).
6. Piccitto, E. E., *L'étude de la radioactivité des roches par la méthode photographique*. Bul. Soc. Belge géol., paléontol. et d'hidrol., **LVIII**, *1* (1949).
7. Baranov, V. I. și Kretschmer, S. I. Dokl. Akad. Nauk SSSR *1*, 543 (1935).
8. Baranov, V. I. și alții, *Primenenie metoda microradiografii dlia vliasnenia haraktera raspredelenia radioactivnîh elementov v prirodnîh obiectah*. Izvestia Akad. Nauk SSSR (himia) *1*, 20—27 (1944).
9. Gindy, A. R., *Allanite and its radioactivity*. Amer. Min., **46**, *7—8*, 985—993 (1961).
10. Yagoda, H., *Radiocolloidal aggregates in uranium minerals*. Amer. mineral., **31**, 462—470 (1946).
11. Merlin, O. H., Justin E., *Indagini autoradiografiche su rocce del giacimente della Bedvina presso Predazzo*. Inst. geol. e mineral. dell'Univ. Padova **XXI**, 1—24 (1960).
12. Merlin, O. H. și alții, *Studio sulla distribuzione della radiotivita nella granioarite dell'Adamello*. Mem. Inst. Geol. e mineral. dell'Univ. Padova **XIX**, 1—28 (1955) ; Geoch. et Cosmoch. Acta **11**, 171—188 (1957).
13. Marble, J. P., *Some applications of autoradiography*. În : Raport of. the eighteenth session great Britain 1948, Part. II ; *Problemes of geochemistry*, p. 80—84, Londra 1950.
14. Picciotto, E. E., *Distribution de la radioactivité dans les roches eruptives*. Bull. Soc. belge geol. paléontol., et d'hydrol., **LIX**, 180—191 (1950).
15. Buttlar, H. V. și Houtermans, F. G., *Photografische Messung des U-und Th-Gehaltes nach der Auflagemethode*. Geochim. et Cosmochim. Acta, *2*, 43—61 (1951).
16. Coppens, R., *Etude de la radioactivité de quelques roches par l'emulsion photographiques*. Bull. Soc. franç. mineral. cristall. **LXXIII**, 217—316 (1950).
17. Abrahams, P. H., *Autoradiographic determination of radioactivity in rocks*. Nucleonics, **15**, *3*, 85—86 (1957).
18. Dooley, Jr., *The radioluxograph : a fast, simple type of autoradiograph*. Proc. Intern. Conf. peaceful uses at energy 2 nd Geneva, *3*, 550—553 (1958).
19. Nicolae Marieta, *Une nouvelle méthode (photographique) de dosage des solutions radioactives à l'aide des émulsions nucléaires*. 2-ème Conf. Int. sur l'utilisation de l'énergie nucléaire à des fins pacifiques, Geneva 1958.

20. Picciotto, E. E. şi Vilgain S., *Mesure du thorium à l'échelle du millimicrogramme.* Anal. chim. acta., **16**, *6*, 530—540 (1957).
21. Liahovici V. V., *Akţesornîie minerali i absolutnîi vozrast izvergennîh porod.* Voprosî mineralogii i geohimii redkih elementov, *7*, 1961.
22. Goodman C. şi Pincton D. C., *Autoradiography of ores.* Phys. Review, **60**, *1*, 688 (1941).
23. Michael A. B. şi alţii, *A technique for preparing beta-ray autoradiographs of metals and minerals.* Journ. appl. phys., **22**, *12*, 1 403—1406 (1951).
24. Goodman C. şi Thomson G. A., *Autoradiography of minerals.* Amer. Mineral., **28**, 456—567 (1943) (C. A. 5339, 2—3).
25. Alpern B. şi Quesson, A., *Etude par autoradiographie de la répartition des centre de charbon actives.* Bull. Soc. franç. minér. cristall., **LXXIX**, 449—463 (1956).

EFICACITATEA DE DETECȚIE ȘI ADÎNCIMEA DE INVESTIGAȚIE ÎN PROSPECȚIUNEA RADIOMETRICĂ

DE

ANTON LUNGU

Întreprinderea expediția geologică, str. Dionisie Lupu, nr. 68

Eficacitatea de detecție a diverselor tipuri de detectoare și adîncimea de investigație în detecție reprezintă doi parametrii interdependenți a căror importanță crește odată cu apariția multiplelor tipuri de aparate utilizate în prospecțiunea și explorarea zăcămintelor radioactive.

În legătură cu acești doi parametrii, în lucrarea de față sînt prezentate unele aspecte care au decurs dintr-o serie de lucrări efectuate — unele de către autor — atît în țară cît și în afară. În majoritatea cazurilor lucrările respective, datorită dotației existente, s-au făcut cu diferite detectoare, fapt care a îngreunat uniformizarea și prelucrarea datelor din teren. A apărut necesitatea de a face unele corelări, care să stabilească modul în care procesul de detecție este influențat de către tipul de detector respectiv și legat de aceasta, modul în care este influențată adîncimea de investigație.

Noțiunea eficacității de detecție (în cazul radiațiilor gamma) se referă la totalitatea fotonilor care sînt detectați față de totalitatea celor care ajung la detector. Cu alte cuvinte eficacitatea reprezintă probabilitatea ca fotonul gamma respectiv să fie detectat și ca atare măsurat.

În cazul contoarelor Geiger-Müller (GM) eficacitatea este condiționată de compoziția gazului din contor, natura catodului și evident energia fotonului gamma respectiv.

Eficacitatea de înregistrare a particulei aflate în camera de ionizare, de regulă, este foarte mare. Astfel pentru contoarele cu Argon eficacitatea este de cca 0,997—0,998 [4].

Eficacitatea de înregistrare, însă, a fotonului gamma este strîns legată de natura catodului care modifică caracterul fenomenului de interacțiune, asigurînd o anumită probabilitate ca fotoelectronul format să producă ionizarea gazului respectiv. Deci, esențialul în acest caz îl reprezintă interacțiunea cu substanța din care este constituit catodul; iar contribuția catodului la eficacitatea de detecție poartă denumirea de „efectul perete".

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR. SERIA GEOFIZ., TOM. 8, NR. 1, P. 95 – 108, 1970

Pentru contoare GM avînd catodul format din elemente uşoare ca Cu, C, la energii $E_\gamma >> 0{,}4$ MeV, eficacitatea poate fi apreciată după relaţia empirică:

$$\varepsilon = 0{,}75\ E_\gamma - 0{,}1\,\%. \tag{1}$$

Pentru contoare cu catod din material mai greu, ca W, Bi, curba eficacităţii este mult mai complicată, mai ales în domeniile energetice ale fotonilor gamma $E_\gamma < 1$ MeV.

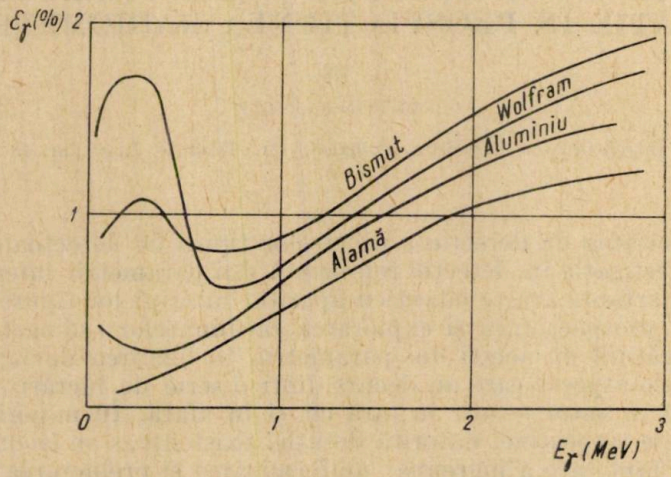


Fig. 1

În figura 1 sînt redate curbele de eficacitate pentru contoare de construcţii diferite ale catodului. După cum se observă, eficacitatea maximă de înregistrare a unui contor GM nu depăşeşte 2%.

În cazul contoarelor cu scintilaţie „efectul perete" rămîne, întrucît cristalul scintilator este etanşeizat într-o cămaşă metalică (de regulă din Al); aici însă ca fenomen dominant este „efectul cristal".

Eficacitatea cristalului de scintilaţie este strîns legată de energia fotonului respectiv, densitatea şi valoarea Z a cristalului, precum şi geometria de măsură. După Price [6] eficacitatea unui cristal scintilator, în cazul unei surse monoenergetice, poate fi exprimată prin relaţia:

$$\varepsilon = \frac{2\pi}{\Omega}\int_0^{\theta_0}(1 - e^{-\mu(E_\gamma)x})\sin\ \theta d\theta, \tag{2}$$

unde: $\Omega = 2\pi\,(1-\cos\,\theta_0)$ unghiul solid de detecţie faţă de sursă,
μE_γ— coeficientul de atenuare a radiaţiilor gamma în cristal, pentru energia E_γ a fotonului,
x—distanţa parcursă de foton în cristal.

În figura 2 redăm, calculată după Bovin [1], eficacitatea unor cristale în flux gamma fascicol paralel şi fascicol larg.

Se observă că în domeniul energiilor mici ε este foarte mare iar în domeniul energiilor medii, care caracterizează sursele naturale de radiații, de regulă ε nu scade sub 20 %.

În practica lucrărilor de prospecțiuni și explorări radiometrice, se obișnuiește ca radiometrele respective să fie etalonate în unități de doză-debit cu ajutorul surselor etalon de Ra, Co, Bi etc. În felul acesta se construiește curba care exprimă relația :

$$I\mu r/h = f(\text{div}), \qquad (3)$$

unde $I\mu r/h$ reprezintă intensitatea de radiații dată de sursa—etalon și care se obține din relația

$$I = \frac{A}{r^2} e^{-\mu h},$$

r este distanța sursă-detector,
div — numărul de diviziuni aparat citite la poziția respectivă a sursei etalon,
A — activitatea sursei etalon (Ci),
μ — coeficientul de atenuare a radiațiilor în aer (cm^{-1}).

Deci, diferitele tipuri de detectoare sînt etalonate cu una și aceeași sursă, într-o „geometrie" mai mult sau mai puțin identică. Însă, datorită eficacității și faptului că spectrul energetic al sursei etalon diferă mult de spectrul „sursei" din teren (minereul radioactiv cu o distribuție oarecare a elementelor gamma emițătoare), rezultatele măsurătorilor cu diferite tipuri de detectoare vor diferi mult.

Cu alte cuvinte cu fiecare tip de detector, în aceleași condiții de măsurătoare pe minereul respectiv, se va obține un număr diferit de $\mu r/h$.

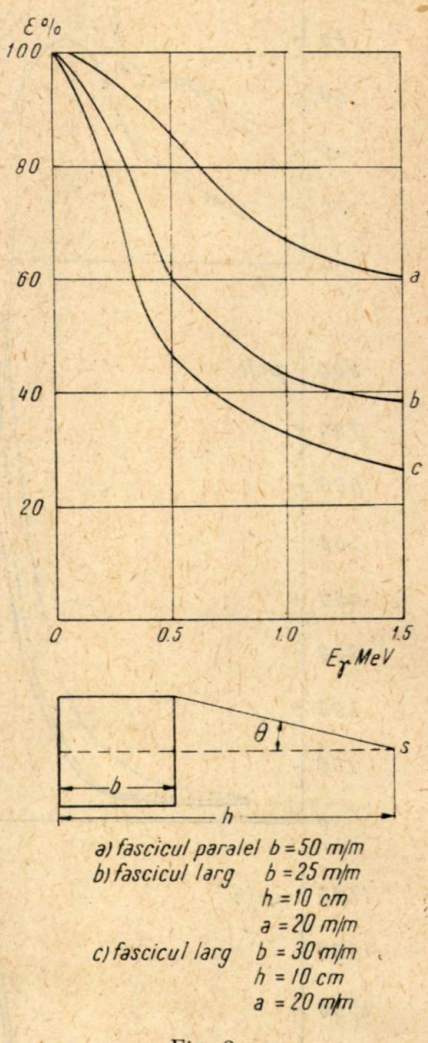


Fig. 2

Or, în situația în care o unitate geofizică organizată este dotată cu multiple tipuri de detectoare sau caracterul lucrărilor necesită utilizarea multiplelor tipuri de detectoare, parametrul impune stabilirea unor coeficienți pentru aducerea datelor la același „numitor".

În figura 3 sînt redate cîteva profile gamma experimentale, efectuate deasupra unor puncte anomale. Măsurătorile au fost efectuate cu trei tipuri de detectoare.

RE — 164 cu contor GM (radiometru românesc IEG contor IFA-G 21—H),

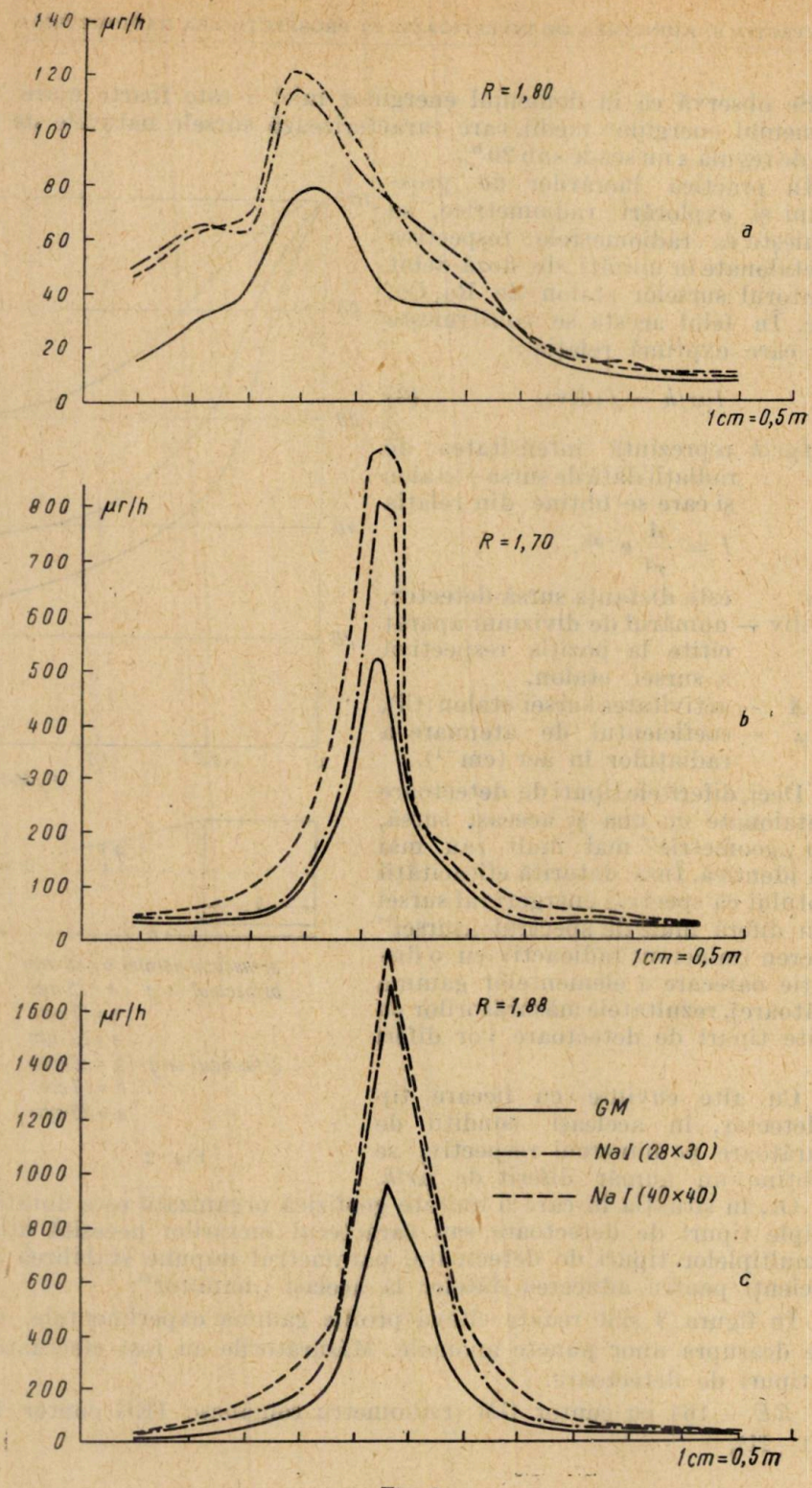

140
120
100
80
60
40
20
0
μr/h
R = 1,80
a
1cm = 0,5m
800
700
600
500
400
300
200
100
0
μr/h
R = 1,70
b
1cm = 0,5m
1600
1400
1200
1000
800
600
400
200
0
μr/h
R = 1,88
GM
NaI (28×30)
NaI (40×40)
c
1cm = 0,5m

Fig. 3

SPP—2 detector cu scintilație NaI (40 × 40) Franța,
SPP—2 " " " NaI (28 × 30) U.R.S.S.

Deși etalonarea s-a efectuat în aceleași condiții, valorile obținute în $\mu r/h$ au fost diferite.

Evident că, în condiții de teren, nu poate fi asigurată (în cazul unui afloriment sau lucrare minieră) o „geometrie" identică de măsură și aceasta cu atît mai mult cu cît forma constructivă a detectoarelor diferă.

Pentru un contor GM avînd secțiunea A și lungimea l a părții active, eficacitatea poate fi exprimată ca:

$$\varepsilon_{GM} = \frac{n}{I_0 A} = 1 - e^{-\mu_a l}, \tag{4}$$

unde n reprezintă numărul de fotoni absorbiți în volumul sensibil al contorului,
I_0, numărul de fotoni la intrarea în volumul sensibil al contorului,
μ_a, coeficientul de absorbție al radiațiilor gamma în trecerea acestora prin peretele (catodul pentru GM) detectorului.

Observăm că la expresia (4) se ajunge dacă în relația (2) facem ca $x \to \infty$, adică măsurătoarea se face la o distanță relativ mare, de sursă. În acest caz vom avea:

$$\varepsilon_{NaI} = 1 - e^{-\mu(E_\gamma)x}. \tag{5}$$

Deci, în procesul metrologiei radiațiilor gamma diferența rezultatelor măsurătorilor, în condiții similare de etalonare, va fi dictată conform expresiilor (4) și (5) de inegalitatea:

$$(\mu_a l) > \mu(E_\gamma)\, x. \tag{6}$$

Deci, inegalitatea (6) face ca, în procesul lucrărilor radiometrice, să avem un raport de detecție între diferitele tipuri de detectoare (în cazul de față între GM și NaI) respectiv:

$$\frac{I_{NaI}}{I_{GM}} > 1 \tag{7}$$

I_{NaI} și I_{GM} — fiind respectiv măsurătorile din teren exprimate în $\mu r/h$ în baza „curbei de etalonare".

Raportul (7) poate fi privit din punct de vedere al caracterului radiațiilor care ajung la contor.

În urma procesului de interacțiune a radiațiilor cu substanța, totalitatea fotonilor care ajung la contor, poate fi exprimată prin două componente distincte:

a) radiațiile primare, respectiv fotonii care ajung la contor fără a interacționa cu substanța (I_{pr}),

b) radiațiile secundare — respectiv fotonii care au interacționat cu substanța, creînd componenta atenuată a radiațiilor.

Deci un contor „ideal" ($\varepsilon = 100\,\%$) va înregistra conform relației :

$$I_\Sigma = I_p + \sum_i^n I_{sec_n}, \tag{8}$$

unde I_p este componenta radiațiilor primare,
I_{sec} — componenta radiațiilor secundare,
n — numărul de acte de interacțiune.

Suma din dreapta ecuației (8) formează o serie convergentă, a cărei convergență este funcție de natura și grosimea substanței atenuatoare.

Dacă contorul GM (referindu-ne la tipurile de contoare curent utilizate în lucrările geofizice) este introdus într-o cămașă de Al de 2—3 m/m, în primă aproximație se poate admite că :

$$\sum_i^n I_{sec_n} \to 0$$

și atunci

$$I_\Sigma = I_p. \tag{9}$$

În cazul contorului cu scintilație acest lucru are alt aspect. În urma procesului de interacțiune, fluxul rezultant, atît componenta primară cît și cea secundară cuprinde un spectru energetic continuu. Evident, că spectrul energetic al componentei secundare, în cazul seriei naturale (U^{238}) în general, se va caracteriza prin valori sub 1 MeV. Pentru aceste valori energetice eficacitatea contoarelor cu scintilație este mare. Deci, în cazul a două contoare (GM și NaI) înregistrarea are loc sub forma :

$$I_{\Sigma_{GM}} + \sum_i^n I_{sec_{GM}}\,(\mathrm{GM}) < I_{\Sigma_{NaI}} + \sum_i^n I_{sec_{NaI}}\,(\mathrm{NaI}). \tag{10}$$

Dacă considerăm că, prin diverse sisteme de filtrare, componenta radiațiilor secundare este practic anulată [3], datorită eficacității contoarelor respective, expresia (10) devine

$$I_{\Sigma_{GM}} < I_{\Sigma_{NaI}}. \tag{11}$$

De fapt, această inegalitate este practic confirmată în figura 4.

Se pune întrebarea dacă există posibilitatea de apreciere cantitativă a acestei inegalități, în vederea stabilirii unui raport între intensitățile măsurate cu diferite tipuri de detectoare și, dacă acest raport permite aducerea la un așa zis „numitor comun" a datelor de teren?

Intensitatea de radiații detectată cu două tipuri de contoare (GM și NaI) poate fi exprimată prin două funcții complexe de forma :

$$I_{GM} = (C, r, \varepsilon_{GM}, \rho, S_c, \mu \ldots),$$
$$I_{Na} = (C, r, \varepsilon_{Na}, \rho, V_{NaI}, \mu \ldots) \tag{12}$$

unde C este conținutul în uraniu (toriu) în echilibru,
r — distanța sursă detector,
ε — eficacitatea de detecție,
ρ — greutatea volumetrică a rocilor (g/cm³),

S_c — suprafața totală a catodului contorului GM,
V_{NaI} — volumul cristalului de NaI,
μ — coeficient de atenuare a radiațiilor gamma în rocă.

Teoretic, raportul cantitativ al celor două funcții ar da răspunsul la întrebarea pusă anterior. Condițiile de teren, caracterul complicat al

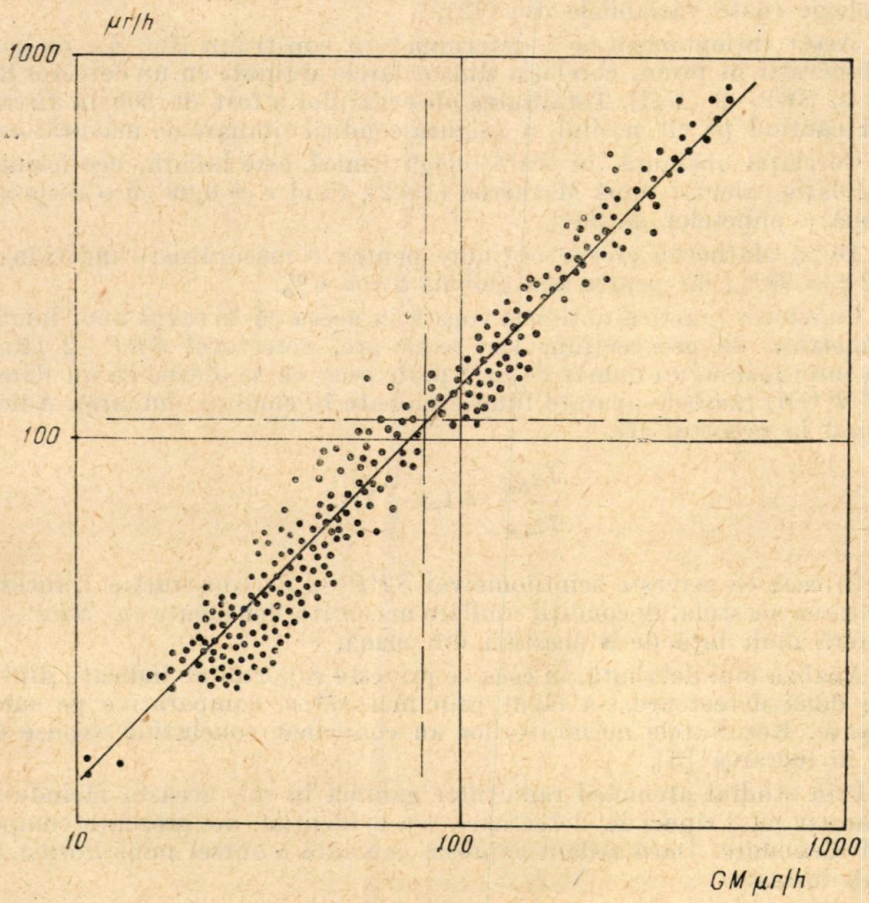


Fig. 4

spectrului gamma (în urma interacțiunii cu rocile) condițiile metrologice etc. nu fac posibilă exprimarea analitică a funcțiilor mai sus arătate — o bună parte din variabile neputînd fi luate în considerare.

În această situație, inegalitatea (11) poate fi pusă sub forma simplă

$$I_{\Sigma GM} = KI_{\Sigma NaI}, \tag{13}$$

unde K exprimă un raport, posibil de obținut în baza unui mare număr de măsurători.

Deci, se pune problema ca raportul dintre două măsurători (detector GM și detector NaI), în aceleași condiții de etalonare a aparaturii, să fie pus nu sub forma unei relații ci sub forma unei corelații.

Variabilele din cadrul funcţiilor de la (12) le putem considera, parţial ca fiind valori aleatoare şi atunci chiar în prezenţa expresiei analitice posibil de stabilit, studiul corelaţiei rămîne singura soluţie practică cu maximă certitudine a rezultatului. Aceasta cu atît mai mult cu cît un număr mare de măsurători sub diferite raporturi includ în procesul metrologic toate variabilele din (12).

Acest raţionament ne-a determinat să construim (fig. 4), pe bază de observaţii în teren, corelaţia dintre datele obţinute cu un detector RM (GM) şi SRP—2 (NaI). Totalitatea observaţiilor a fost de 300 în fiecare punct căutînd pe cît posibil, a asigura condiţii similare de măsurătoare.

Corelaţia obţinută, în scară bilogaritmică, este liniară, coeficientul de corelaţie calculat după Matheron (1962), fiind $r = 0{,}98$ cu o dispersie maximă a punctelor de 30%.

După Matheron erorile obţinute pentru o măsurătoare individuală sînt $2\sigma = 30\%$, iar pentru cea globală $2\sigma = 6\%$.

Concluzia practică obţinută constă în aceea că în cazul unor lucrări radiometrice de prospecţiune sau explorare, detectorul $SRP-2$ (NaI) va da întotdeauna un număr de $\mu r/h$ peste ceea ce se obţine cu un detector RM(GM) (ambele aparate fiind etalonate în condiţii similare). Adică, revenind la raportul (7).

$$\frac{I_{\Sigma_{NaI}}}{I_{\Sigma_{GM}}} = 1{,}3 - 1{,}4. \tag{14}$$

În ceea ce priveşte scintilometrul $SPP-2$ de construcţie franceză, eficacitatea acestuia, în condiţii similare măsurătorilor făcute cu $SRP-2$, nu diferă mult faţă de a acestuia din urmă.

Analiza mai detaliată, în ceea ce priveşte raportul de indicaţii dintre aceste două detectoare, s-a făcut prin măsurători comparative pe surse îngropate. Rezultatele măsurătorilor au confirmat concluziile expuse de autor în lucrarea [3].

Prin studiul atenuării radiaţiilor gamma în sol, aceasta făcîndu-se comparativ cu 3 tipuri de detectoare s-a evidenţiat net prezenţa componentei secundare. Dacă redăm expresia generală a sursei punctiforme în sol sub forma:

$$= I_0 e^{-\mu x} B(\mu E), \tag{15}$$

unde I este intensitatea măsurată,
I_0 — intensitatea în absenţa atenuatorului (solul),
μ — coeficientul efectiv de atenuare a radiaţiilor în sol,
x — grosimea zonei de atenuare (detectorul se află la contactul aer-sol),
$B(\mu, E)$ — factorul de acumulare a radiaţiilor secundare avînd atenuarea μ şi energia E.

În cazul scintilatorului SPP şi $SRP-2$ datorită eficacităţii ridicate, mai ales pentru energiile mici, factorul $B(\mu, E)$ nu poate fi neglijat şi evident expresia (15) în scară logaritmică nu mai este liniară.

În cazul contorului GM, după cum am văzut, se poate accepta în primă aproximație, atît datorită sistemului de ecranare cît și a eficacității scăzute, că :

$$B(\mu, E) \to 0$$

și atunci

$$\lg (I = I_0 e^{-\mu x}) \qquad (16)$$

și reprezentarea respectivă ne va da o dreaptă (fig. 5).

Evident că, parametrul ε, în urma interacțiunii radiațiilor cu solul, va da un decalaj curbelor respective.

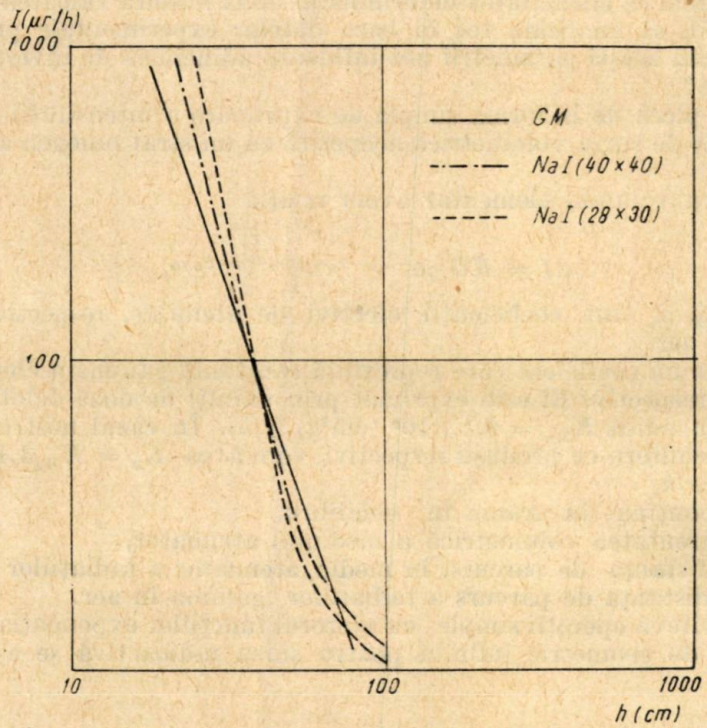


Fig. 5

Dacă eficacitatea de detecție duce la diferențe mari în ceea ce privește măsurătorile cu diferite tipuri de detectoare, se pune problema cum va influența acest parametru ε adîncimea de investigație a metodelor radiometrice ?

În descrierea tehnică a radiometrelor (caietul tehnic) care se utilizează în geologie, se dă de regulă, pe lîngă o serie de parametri de funcționare și parametrul de „prag de sensibilitate". Prin prag de sensibilitate se înțelege cea mai mică variație a mărimii determinate, căreia să-i corespundă o variație citibilă la instrumentul indicator (Oncescu 1964).

Din însăși definiția dată, rezultă că acest parametru este în bună măsură determinat de soluția electronică adoptată. În același timp însă,

micșorarea pragului de sensibilitate nu poate fi realizată decît cu un detector cu eficacitate mare. Cu alte cuvinte la o anumită soluție electronică, cu cît eficacitatea de detecție a detectorului este mai mare, cu atît poate fi micșorat pragul de sensibilitate al aparatului, adică acel aparat va permite citirea cu erori minime a valorilor mici de cîmp gamma.

Astfel pragul de sensibilitate al unui radiometru RPR cu contor GM este de 5 $\mu r/h$ sau un scintilator SPP are un prag de 1 $\mu r/h$. Radiometrele utilizate în prospecțiunea aero pot avea pragul de sensibilitate coborît pînă la 0,1—0,2 $\mu r/h$.

Rezultă deci că, între pragul de sensibilitate și eficacitatea de detecție există o invers proporționalitate, pentru soluția electronică adoptată. Dacă admitem că eficacitatea determină în bună măsură valoarea pragului sensibilității, să analizăm tot în baza datelor experimentale prezentate anterior, cum acești parametrii pot influența adîncimea de investigație în radiometrie?

Vom pleca de la forma simplă de exprimare a intensității cîmpului gamma, dat de sursa volumetrică acoperită cu un strat omogen atenuator (solul).

Pentru volumul elementar avem relația

$$dI = KC\ \rho e^{-\mu_1(r-r_1)-\mu_2(r_1-r_a)-\mu_a r_a}, \tag{17}$$

unde μ_1, μ_2, μ_a sînt coeficienții efectivi de atenuare, respectiv în sol, minereu și aer,

K este un coeficient care reprezintă constanta gamma a elementului radioactiv respectiv. El este exprimat prin unități de doză-debit al unui gram de Ra adică $K_{Ra} = 9{,}1 \cdot 10^9$ (cm^2g) (r/h). În cazul nostru, pentru uraniu în echilibru cu produșii respectivi, vom avea $K_u = K_{Ra} 3.4 \cdot 10^{-7} = 3{,}2 \cdot 10^3$ $\mu r/h$,

C — conținut în uraniu în echilibru,

ρ — greutatea volumetrică a mediului atenuator,

r_1 — distanța de parcurs, în mediu, atenuator a radiațiilor gamma,

r_a — distanța de parcurs a radiațiilor gamma în aer.

Prin cîteva operații simple cu ajutorul funcțiilor exponențiale King, în condiții de geometrie infinită pentru sursa radioactivă se ajunge la expresia

$$I = I_\infty\ \Phi(\mu_2 h + \mu_a H), \tag{18}$$

unde h exprimă grosimea de sol atenuator, iar H distanța sol-detector cînd acesta din urmă se află ridicat deasupra solului.

Dacă detectorul este apropiat de linia de contact sol-aer adică $H \to 0$, (18) devine

$$I = I_\infty \Phi\ (\mu_2 h). \tag{19}$$

Forma simplificată a lui (19) s-a obținut în condițiile de trecere la limită în urma integrării lui (17), considerînd că unghiul de observație $\psi_0 \to \frac{\pi}{2}$ iar grosimea zonei active $l \to \infty$; în cazul unor greutăți volumetrice a zonei mineralizate aflate între (1,8—2,2) g/cm^3, $l \to \infty$ pentru

valori cuprinse între 40—50 cm. Astfel (19) este exprimat în condiții apropiate de realitatea practică.

În aceste condiții, I_∞ reprezintă intensitatea dată de semispațiul infinit și care se exprimă prin relația

$$I_\infty = \frac{2\pi K C \rho}{\mu_1},$$

în care caz

$$I = \frac{2\pi K C \rho}{\mu_1} \Phi(\mu_2 h). \tag{19}$$

Dacă notăm „pragul de sensibilitate" al radiometrului cu I_{min}, adică intensitatea minimă decelabilă și, admițînd solul atenuator ca avînd o greutate volumetrică ρ cuprinsă între 1,7—1,8 g/cm³, din expresia (19) se poate obține adîncimea de investigație, respectiv:

$$\Phi(\mu_2 h_{max}) = \frac{I_{min}}{I_\infty}. \tag{20}$$

Plecînd de la tipurile existente de detectoare — în cazul nostru se au în vedere detectoarele amintite la începutul lucrării — expresia (20) permite construirea familiilor de curbe

$$\eta = f(h) \quad \text{și} \quad C = f(h) \tag{21}$$

pentru detectoare avînd diferite eficacități de detecție (figura 6),
unde η este pragul de sensibilitate,
h — adîncimea de investigație,
C — conținut în uraniu în echilibru.
Calculul respectiv este redat în tabela 1.

Tabela 1

C \ η	10,0			5,0			2,5			1,5			1,0		
	μh	$\Phi(\mu h)$	h_m	μh	$\Phi(\mu h)$	h_m	μh	$\Phi(\mu h)$	h_m	μh	$\Phi(\mu h)$	h_m	μh	$\Phi(\mu h)$	h_m
0,1	2,4	0,020	44	3,0	0,01	56	3,6	0,0050	67	4,0	0,003	74	4,4	0,002	81
0,2	3,0	0,010	56	3,6	0,005	67	4,2	0,0025	78	4,7	0,0015	87	4,9	0,001	91
0,3	3,4	0,0067	63	4,1	0,003	76	4,5	0,0017	83	4,9	0,0010	91	5,3	0,0007	99
0,4	3,6	0,0050	67	4,2	0,0025	78	4,8	0,0012	89	5,3	0,0007	98	5,6	0,0005	102
0,5	3,8	0,0040	70	4,4	0,0020	82	4,9	0,0010	91	5,4	0,0006	100	5,8	0,0004	104
0,7	4,0	0,0030	75	4,7	0,0014	87	5,3	0,0007	98	5,8	0,0004	108	6,1	0,0003	110
1,0	4,4	0,0020	82	5,0	0,0010	92	5,6	0,0005	104	6,1	0,0003	110	6,4	0,0002	120

Obs: $\rho = 1{,}7$ g/cm³
$\mu = 0{,}032$ cm^{-1}

Valorile pentru funcția King au fost luate din tabelele speciale [2].

Dacă ne referim la cazurile extreme observăm că, pentru un detector avînd $\eta = 10$ $\mu r/h$ (contor GM cu catod de alamă), adîncimea maximă de investigaţie oscilează între 44 cm pentru $C = 0{,}1\,\%$ şi 82 cm pentru $C = 1{,}0\,\%$. Adică la o creştere a conţinutului de 10 ori, adîncimea de investigaţie creşte de circa 2 ori.

În cazul scintilometrului *SPP—2* (*SRAT*) avînd $\eta = 1$ $\mu r/h$, acest cîştig în adîncime este relativ mic de la 81 la 120 cm (50%), în schimb adîncimea absolută este mai mare. Din familiile de curbe din figura 6 este evident că, la dotaţia actuală, adîncimea de investigaţie maximă este de 120 cm.

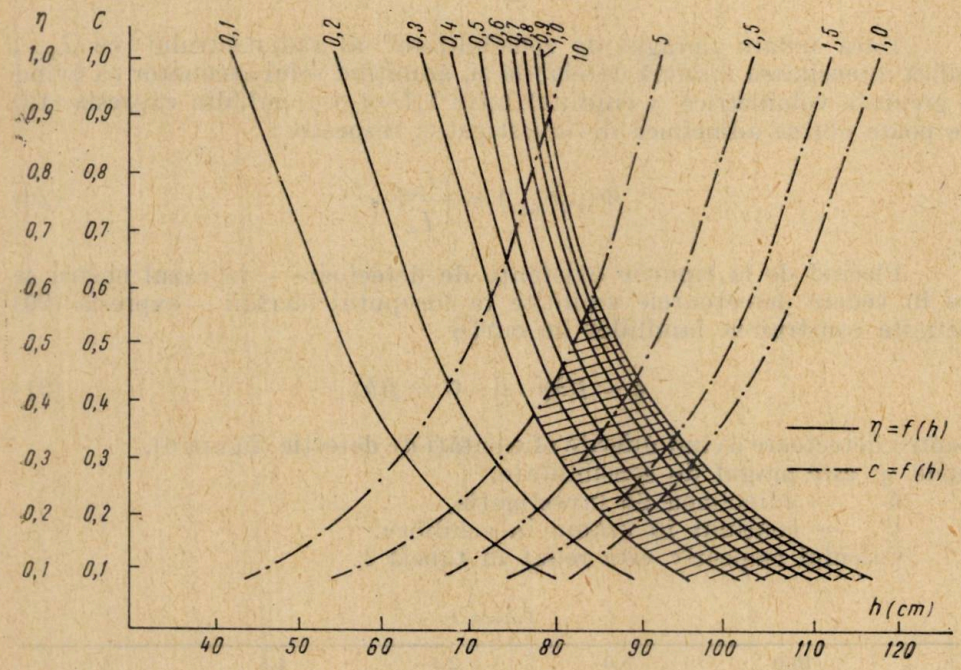


Fig. 6

Zona haşurată din figura 6 nu indică un interval optim ci un nivel maxim legat de performanţa tehnică a aparaturii existente la ora actuală. Caracterul exponenţial al curbelor respective arată că chiar acţionînd asupra mişcării lui η prin utilizarea de detectoare cu eficacitate mai mare, adîncimea de investigaţie nu va depăşi 150 cm.

Dacă în procesul unor lucrări de prospecţiuni radiometrice, adîncimea maximă de investigaţie este de cca 120 cm, ce semnificaţie poate avea această limită? Semnificaţia este legată de obiectul prospecţiunii în sensul că în majoritatea cazurilor ridicarea radiometrică nu este o metodă directă. Prospecţiunea radiometrică se bazează, de regulă, pe depistarea cîmpului de aureole din jurul zăcămîntului, aureole care pot fi de natură mecanică, chimică sau gazoasă.

Din punct de vedere al intensității de radiații înregistrate, nu poate fi vorba de o corelație între cîmpul gamma al aureolelor respective și cîmpul gamma al corpului de zăcămînt. Pe de altă parte, distribuția în spațiu a aureolelor, poate fi mai mult sau mai puțin întîmplătoare.

Toate aceste aspecte fac, ca pe suprafața perimetrului cercetat, anomaliile gamma să aibe cele mai variate forme și intensități. În această situație, puterea relativ mică de investigație a metodelor radiometrice, impune a nu neglija nici o anomalie depistată indiferent de valoarea acesteia.

Această cerință, cu toate că este logică, evidentă în cele mai multe cazuri, cu regret, se neglijează, luînd în considerare numai valori anomale mari fapt care a dus și poate duce la scăparea unor zăcăminte de importanță economică.

Trebuie menționat că, respectînd această cerință de a „inventaria" orice *anomalie* pe perimetrul cercetat se ridică aspecte noi de ordin metodologic și interpretativ și care evident, în procesul activității respective, vor trebui să fie soluționate.

CONCLUZII

Analizînd unele aspecte ale activității de prospecțiuni radiometrice, s-a putut constata că eficacitatea de detecție a diferitelor tipuri de detectoare, face ca rezultatele măsurătorilor din teren, în condiții similare de etalonare a aparaturii, să fie diferite.

Studiul cantitativ al acestei diferențe se poate face în baza corelării datelor obținute cu diferite tipuri de detectoare. În cazul a două detectoare unul GM și celălalt cu NaI(28 × 30) diferența respectivă este de 30—40%. Adică în aceleași condiții de etalonare, rezultatele măsurătorilor cu scintilatorul sînt cu 30—40% mai mari ca a celor obținute cu un detector GM.

Eficacitatea de detecție a detectorului respectiv, pentru o anumită soluție electronică, influențează adîncimea de investigație a metodelor radiometrice din parametrul η (prag de sensibilitate).

La o viitoare performanță a aparaturii de teren (în cazul ridicărilor terestre) se poate aprecia o adîncime maximă de investigație de cca 150 cm, față de 120 cm adîncime posibil de obținut cu radiometrul francez *SPP—2 SRAT* cristal NaI — 40 × 40.

Această limită impune un deosebit discernămînt în analizarea anomaliilor, indiferent de valoarea depistată. De aici decurge o altă problemă deosebit de importantă în prospecțiunea radiometrică : noțiunea de anomalie, modul de apreciere a acesteia.

Importanța acestei probleme, este legată și de poziția actuală, pe scară mondială, a uraniului ca sursă energetică care impune prospectarea și a zăcămintelor sărace, lucru neglijat pînă în prezent.

Primită la redacție la 18 noiembrie 1969.

BIBLIOGRAFIE

1. Bovin V. P., *Experimentalnîie isledovanie effektivnosti sțintilaționnîh sciotcicov.* Atomnaia Energhia, **8** (1960).
2. Gorșkov, G. V., *Pvonikaiușcie izlucenia radioaktivnîh istocinikov.* Akad. Nauk — S.S.S.R., 1967.
3. Lungu A., *Contribuții la prospectarea zăcămintelor de uraniu.* St. cerc. geol. geofiz., geogr., Seria geofizică, **4**, *1* (1966).
4. Novikov G. F., *Radioaktivnîie metodîrazvedki.* 1965.
5. Oncescu M., *Fizica protecției contra radiațiilor.* Edit. Academiei R.P.R., 1958.
6. Price W. I., *Nuclear Radiation Detection.* New York, 1958.

REUNIUNEA DE FIZICĂ ȘI GEOFIZICĂ DE LA SALZBURG 29 SEPTEMBRIE — 5 OCTOMBRIE 1969

DE

ACAD. G. ATANASIU

Anul acesta a avut loc a 34-a reuniune a fizicienilor, organizată de Societatea austriacă de fizică și de societățile germane (R.F.G.) de fizică și de geofizică.

La această reuniune au luat parte, bineînțeles, specialiști din țările menționate, dar și invitați din alte țări, de exemplu din Anglia, Elveția, Franța, Japonia, Olanda, România, S.U.A., Uniunea Sovietică. Numărul invitaților străini a fost relativ redus, cîte 2—3 din diferite țări. Numărul total al participanților a fost de circa o mie.

Faptul că data reuniunii a fost în afara sezonului turistic a permis o bună cazare a participanților.

Ședințele generale și cele de comunicări științifice s-au ținut în Palatul congreselor și în Palatul festivalului; de asemenea, în sălile din clădirea Institutului economic.

Programul comunicărilor a fost destul de variat; de exemplu s-au expus lucrări privind fizica nucleară; magnetismul aliajelor, al pămînturilor rare și al semiconductorilor; proprietățile fizice ale solidelor și lichidelor; fizica plasmei; optica, în special cîteva lucrări despre laseri; geofizica.

Este important de subliniat că geofizica a fost considerată ca o ramură a fizicii cu aplicații numeroase și importante la geologie.

Pentru o parte dintre lucrări au fost puse la dispoziție rezumate în 2 volume litografiate: vol. I conținea rezumate mai dezvoltate a 21 de lucrări, iar vol. II rezumate foarte scurte a 134 de lucrări, dintre care 54 de geofizică. Aceste rezumate au ușurat discuțiile care au urmat expunerilor orale.

La geofizică au fost prezentate circa 60 de lucrări, dintre care 3 cu caracter foarte general; acestea au fost: *W. Thirring* (Viena), despre gravitație; *A. Siebert* (Göttingen), despre magnetosfera Pămîntului; *K. Fuchs* (Karlsruhe), despre fizica interiorului Pămîntului.

Președintele Secției de geofizică a fost prof. G. Angenheister (München), cu specialitatea seismologie, ceea ce explică numărul mare de comunicări din acest domeniu prezentate la reuniune. Urmează referințe foarte scurte despre unele comunicări de gravimetrie, fizica atmosferei, geomagnetism, seismologie.

La gravimetrie, *H. D. Jakoby* (Berlin) a vorbit despre tendințele de dezvoltare a aparatelor pentru gravimetrie.

U. Fleischer (Hamburg) a expus determinări geofizice ale marelui banc din Oceanul Atlantic la sud de Insulele Azore (30°N, 30° W). De pe vasul de cercetări marine „Meteor"

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 8, NR. 1, P. 109—111, 1970

s-a realizat un profil NS gravimetric și magnetic peste acest banc. S-a dedus o densitate a maselor bancului de 2,6 g/cm ^{3}, de asemenea o anomalie magnetică pozitivă corespunzînd unei bolți cristaline. Se poate considera acest banc ca un rest continental vechi.

J. Makrist (Hamburg) a prezentat măsuri gravimetrice în Alpii de răsărit, iar *J. Makrist*, *J. Zimmermann* și *P. Thiele* (Hamburg și Karlsruhe) măsuri gravimetrice și magnetice într-o regiune din Etiopia.

La *fizica atmosferei* s-au prezentat comunicări despre fenomenele care se petrec la înălțimi medii sau la înălțimi mari, de exemplu despre aurore polare, vînt solar, măsurători optice ale densității atmosferei la mari înălțimi cu ajutorul rachetelor ș.a.

La *geomagnetism* au fost prezentate lucrări de magnetism regional, magnetism termoremanent al rocilor, paleomagnetism. La magnetism regional menționăm lucrarea a 5 geofizicieni, de la München, despre măsurătorile cîmpului magnetic în trecut în sudul Bavariei, în care se tratează despre variația seculară între anii 1964 și 1969, bazată pe măsurători în 60 de stațiuni. În acest grup de lucrări am prezentat și comunicarea : „Variația seculară a elementelor geomagnetice în România între anii 1848 și 1965". Lucrarea este interesantă pentru intervalul de timp destul de lung, aproape 120 de ani, la care se raportează.

La *paleomagnetism* s-au prezentat mai multe lucrări, dintre care semnalăm următoarele :

K. M. Creer și *N. Petersen* (Newcastle, Anglia) au relatat despre magnetizarea termochimică a unor probe de bazalte din R.F.G., Argentina și Turcia. Purtătorii magnetismului probelor erau titanomagnetite. Probele au fost oxidate prin încălzire în aer, la 400°C, cu o durată de circa 1 000 de ore. Se obține o nouă fază magnetică cu punctul Curie pe la 500°C. Probele arată o magnetizare remanentă în direcția cîmpului magnetic exterior. Se discută consecințele acestor observații experimentale pentru măsurătorile paleomagnetice.

H. C. Soffel, de la München (Inst. f. angew. Geophysik), a vorbit despre magnetismul termoremanent (TRM) a două bazalte din era terțiară, conținînd cristale de titanomagnetite de mărimi diferite. A arătat că TRM stabilă este localizată în particule cu diametrul $> 10\ \mu$. *W. Schähllicke* și *E. Schenk* (Göttingen) au măsurat variația înclinației magnetice (I) pe ivirile de bazalte de la paleovulcanul Vogelsberg. S-au practicat galerii orizontale, în direcții diferite, la adîncimi de $\sim$ 260 m. În toate galeriile din bazalte s-au luat probe pe care s-au măsurat *înclinația*, *remanența* și *susceptibilitatea* înainte și după o demagnetizare termică. S-au putut deosebi mai multe varietăți de bazalt la care I este diferită. Se conchide că I depinde de structura și de fenomenele de solidificare la care au fost supuse probele de bazalt. Tot la paleomagnetism, *E. Schenk* a vorbit despre magnetizarea diferitelor filoane de bazalt din jurul paleovulcanului Vogelsberg (Hessa). S-a găsit că diferitele ivir·i de bazalte, aflate la distanțe mai mari sau mai mici de vechea erupție vulcanică, pot avea magnetizări de sens invers. Autorul le explică ținînd seama de constituția bazaltului și de procesul de solidificare.

La *seismologie* s-au prezentat studii experimentale și teoretice de seismică provocată și de seismica cutremurelor naturale. Rezumăm cîteva dintre aceste lucrări. *G. Angenheister* și *J. Pohl* au expus cercetări folosind seismologia de reflexie și de refracție în jurul craterului din regiunea Ries. Pentru lămurirea structurii acestui crater s-au făcut măsurători seismice de refracție după două profile de 40 km lungime și un profil de 20 km peste crater. În afară de acestea s-au mai realizat încă două profile de cîte 40 km lungime pentru măsurători de viteză a undelor. S-a găsit că stratele care dau aceeași viteză a undelor cad, sub formă de cupă, spre centrul craterului. În afara craterului s-a găsit structura stratelor cristaline și deasupra lor a stratelor triasice nederanjate. Toate acestea sînt în acord cu structura meteoritică a craterului.

Mayer Rosa și *St. Müller* (Karlsruhe) au comunicat lucrarea : „Despre repartizarea vitezelor și a densităților în mantaua superioară a Pămîntului în Europa, dedusă din măsurători eismice". Au obținut o structură a mantalei superioare mai complexă decît s-a admis sînă acum.

Sondarea seismică în regiunea Frankfurt/M, comunicată de R. Meissner şi colab., a arătat că profilele de sondare adîncă conduc la constituţia foarte variată a crustei. Pînă la mantaua Pămîntului se observă deosebiri marcante în viteza undelor seismice si se pot deduce suprafeţe limită prin fenomenele de reflexie. Se găseşte astfel o structură stratificată a crustei.

Expoziţie de aparate. Cu prilejul reuniunii de fizică şi geofizică au fost organizate şi expoziţii de aparate în două dintre clădirile în care s-au ţinut comunicările. Au fost expuse dispozitive laser pentru cercetare şi pentru scopuri didactice : de exemplu un interferometru laser, un laser-radar meteorologic ş.a. De asemenea, piese de aparatură optică de mare precizie, aparate electronice (de exemplu un aparat pentru fotoelectromicroscopie, cu care se măsoară automat şi se înregistrează numărul de celule de pe o placă microscopică biologică). Au fost expuse multe alte aparate şi dispozitive de măsură.

Din cele descrise rezultă că reuniunea de la Salzburg a fost interesantă din punct de vedere ştiinţific, arătîndu-se nivelul actual ridicat al lucrărilor de fizică şi geofizică din ţările participante. Difuzarea rapidă a acestor lucrări, precum şi stabilirea de relaţii ştiinţifice între autori contribuie la progresul ştiinţei [1].

---

[1] *Notă.* Pentru cunoaşterea conţinutului comunicărilor am folosit şi rezumatele date în „34 Physikertagung 1969, Salzburg", p. 719—750.

REVISTE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE
- SERIA GEOLOGIE
- SERIA GEOFIZICĂ
- SERIA GEOGRAFIE

REVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE
- SÉRIE DE GÉOLOGIE
- SÉRIE DE GÉOPHYSIQUE
- SÉRIE DE GÉOGRAPHIE

REVISTA STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE, SERIA GEOFIZICĂ

publică studii şi cercetări originale, lucrări de disertaţie şi de ansamblu, comunicări şi note din domeniile :

- geomagnetism şi prospecţiuni magnetice,
- gravimetrie,
- seismologie şi prospecţiuni seismice,
- fizica atmosferei şi ionosferei,
- electrometrie.

Manuscrisele se vor preda în două exemplare dactilografiate la două rînduri, iar formulele vor fi scrise clar şi citeţ cu cerneală, specificîndu-se pe margine sau prin sublinieri de diferite culori caracterele de literă sau semnele speciale. Fiecare exemplar va fi însoţit de figurile şi de graficele care se vor desena în tuş pe hîrtie de calc, de explicaţia figurilor, de tabele şi bibliografie. Indicaţiile bibliografice se vor da în următoarea ordine : numele complet al autorului, titlul revistei, volumul, pagina, anul (între paranteze). Pentru cărţi se va da titlul integral, editura, locul şi anul de apariţii.

1970 SEP 4

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

IULIU POP, **Magnetismul pămînturilor rare**, 1968, 416 p., 28 lei.

A. CIȘMAN, B. F. ROTHENSTEIN, A. POLICEC, **Fenomene fizice în metale feromagnetice solicitate**, 1968, 150 p., 8 lei.

P. ȘANDRU și A. ȚOPA, **Radionuclizii**, 1968.

C. CONSTANTINESCU și A. GLODEANU, **Stări locale în semiconductori**, 1967, 436 p., 24 lei.

E. GAȘPAR și M. ONCESCU, **Introducere în radiohidrologie**, 1967, 344 p., 20,50 lei.

CARMEN SABĂU, **Schimbul ionic. Teoria și aplicațiile sale în chimia analitică**, 1967, 307 p., 12 lei.

D. N. POENARU și N. VÎLCOV, **Măsurarea radiațiilor nucleare cu dispozitive semiconductoare**, 1967, 374 p., 17 lei.

M. A. ELIAȘEVICI, **Spectroscopie atomică și moleculară** (traducere din l. rusă), 1966, 1038 p., 62 lei.

BICA IONESI, **Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siretului și valea Moldovei**, 1968, 396 p. + 41 pl., 21,50 lei.

D. RĂDULESCU și R. DIMITRESCU, **Mineralogia topografică a României**, 1967, 377 p. + 1 pl., 21 lei.

V. MUTIHAC, **Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal extern (Carpații Orientali)**, 127 p., 1 pl., 7,75 lei.

D. PATRULIUS, **Geologia Masivului Bucegi și a culoarului Dîmbovicioara**.

IOAN MÎRZA, **Evoluția unităților cristaline din sud-estul Munților Mare**.

V. IANOVICI și colab., **Evoluția geologică a Munților Metaliferi**.

AL. KISSLING, **Studii mineralogice și petrografice în zona de exoskurn de la Oena de Fier (Banat)**, 1967, 172 p., 2 pl., 9 lei.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM 8, NR. 1, P. 1—112, BUCUREȘTI, 1970

I.P.I. — c. 5123

43 867

Lei 40.—

F1578

R

09

STUDII ȘI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

BIBLIOTECA

SERIA

GEOFIZICĂ

2

TOMUL 8
1970

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Academician SABBA ȘTEFĂNESCU, **redactor responsabil**; LIVIU CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, **redactor responsabil adjunct**; Academician G. ATANASIU; Academician TH.-V. IONESCU; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România; DOREL ZUGRĂVESCU, **secretar științific de redacție.**

La revue „Studii și cercetări de geologie-geofizică-geografie", Seria geofizică, paraît 2 fois par an. Le prix d'un abonnément annuel est de $ 4.—; £ 1.13.0; FF 20.—; D.M. 16.—. Toute commande de l'étranger sera adressée à Întreprinderea de comerț exterior-Libri, Boîte postale 134—135 (calea Victoriei 126) Bucarest, Roumanie ou à ses représentants à l'étranger. En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste, ou chez votre facteur.

Revista apare de două ori pe an.
În țară abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii de presă din întreprinderi și instituții.
Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice altă corespondență se trimit la Comitetul de redacție al revistei pe adresa: București, B-dul Ana Ipătescu, nr. 21

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOFIZICĂ

TOMUL 8, Nr. 2 1970

SUMAR

Pag.

CERCETĂRI

MARIUS VISARION, Estimarea tendinţei complete a cîmpului gravităţii în culmea Pietricica (Moldova Centrală) 115
SORIN RĂDAN, Harta reliefului fundamentului cristalin în bazinul inferior al Streiului construită pe baza datelor gravimetrice 129
VLAD ROŞCA, Un efect de relief în prospecţiunea magnetică 139
C. RADU, Mecanismul în focar pentru trei cutremure Vrîncene 145
D. ENESCU, I. CÎNDEA, Modele analogice electronice ale procesului de explozie în roci 151
D. ENESCU, D. DANCHIV, A. DANCHIV, Determinări de parametri elastici ai rocilor din zona barajului Paltinul. Contribuţii la problema corelării modulilor de elasticitate dinamici cu cei statici 169
D. ENESCU, T. ORBAN, A. PÎRJOL, I. RAŞEEV, Rezultatele determinării coeficienţilor de absorbţie ai undelor seismice înregistrate pe opt profile de refracţie din Platforma Moesică 191
ŞTEFAN PĂTRUŢ, Probleme ale sondajului seismic de profunzime 203
NICOLAIE MÂNDRESCU, Microzonarea seismică instrumentală a perimetrului Bîrlad-Zorleni 211
NICOLAIE MÂNDRESCU, Cercetări experimentale privind determinarea parametrilor elastici ai unor roci necoerente 227
VALERIA WINTER, MIRELA PETRESCU, GH. PETRESCU, AL. GRIGORIU şi N. FLOREA, Studiul factorilor fizici biotropi în regim de iarnă, în hale industriale vitrate 237
GH. PETRESCU, VALERIA WINTER, MIRELA PETRESCU, AL. GRIGORIU şi N. FLOREA, Studiu asupra confortului termic în case experimentale pentru mediul rural 247
MIHAIL IANĂŞ, Contribuţii la analiza cantitativă a datelor gravimetrice 261

Aceste metode își găsesc un larg cîmp de aplicabilitate nu numai în prelucrarea datelor gravimetrice și magnetice, dar și în multe alte ramuri ale științelor geologice. Schimbările sistematice ale atributelor unor formațiuni geologice sînt frecvente indiferent de suprafața cercetată. Grosimea unui complex stratigrafic, compoziția sa litologică, conținutul fosil, fluidele care ocupă porii rocilor componente prezintă asemenea variații sistematice.

Precizarea surselor de variație a caracteristicilor formațiunilor geologice este importantă pentru descifrarea istoriei geologice a regiunii studiate și de asemenea din punct de vedere economic, întrucît componentele reziduale, rezultate după separarea tendinței cîmpului gravității, procură uneori informații în legătură cu existența unor acumulări de substanțe minerale utile. În cele ce urmează vom lua în considerare un procedeu de determinare a acestor surse bazat pe desfășurarea în serie de polinoame ortogonale, procedeu care permite standardizarea calculelor și executarea lor rapidă cu ajutorul calculatoarelor electronice [10]. Cu ajutorul unui exemplu, caracteristic, vor fi puse în evidență avantajele pe care le oferă studiul respectiv în încercarea de a obiectiviza procesul complex al separării surselor de anomalii.

CONSIDERAȚII TEORETICE

Tendința avînd o varietate de semnificații în științele geologice, poate fi definită ca suprafața regulată, în raport cu care componentele reziduale apar ca abateri cu caracter întîmplător [5]. Ea a fost concepută ca un polinom care poate conține toți sau o parte din termeni : liniar, pătratic sau de ordin mai înalt, în practică, putînd ajunge pînă la ordinele 5 — 6.

Folosirea polinoamelor pentru estimarea tendinței deplasează studiul în domeniul modelului general liniar din statistica matematică. Modelul general are aplicabilitate în multe ramuri ale științelor geologice deoarece, procură o tehnică extrem de suplă, la mai multe niveluri de analiză. O ușurare considerabilă a problemei o aduce faptul că multe funcții matematice pot fi exprimate, în interiorul un uidomeniu restrîns, printr-o serie bidimensională de puteri, care corespunde unei suprafețe cu atît mai simple cu cît limitarea seriei se face la termeni de ordin mai mic.

Dacă datele inițiale sînt cunoscute în nodurile unei rețele geometrice, tendința poate fi exprimată printr-o desfășurare în serie de polinoame ortogonale, de forma

$$t(x, y) = b'_{oo} + b'_{10}\,\xi'_1(x) + b'_{01}\zeta'_1(y) + \ldots + b'_{pq}\xi'_p(x)\zeta'_q(y), \qquad (1)$$

unde ξ'_r și ζ'_s reprezintă polinoamele Cebîșev de variabilă x, respectiv y. Dacă echidistanța între punctele de observație este luată ca unitate pentru cele două variabile x și y și originea sistemului de coordonate este convenabil aleasă, variabilele independente pot fi înlocuite cu numere întregi pozitive : 0, 1, 2, ... și polinoamele capătă o formă standard, care permite întabularea lor [6].

Determinarea coeficienților b'_{rs} se realizează cu ajutorul metodei celor mai mici pătrate care, în cazul cînd componentele reziduale sînt normal distribuite, conduce la estimări suficient de precise. Coeficienții b'_{rs} sînt dați de relația

$$b'_{rs} = \frac{g_{rs}}{\sum_{j=0}^{m-1} \xi'^2_r(j) \sum_{k=0}^{n-1} \zeta'^2_s(k)}, \tag{2}$$

unde

$$g_{rs} = \sum_{j=0}^{m-1} \sum_{k=0}^{n-1} T_{jk} \cdot \xi'_r(j) \cdot \zeta'_s(k). \tag{3}$$

În relația (3) s-au notat cu T_{jk} valorile anomaliei gravității, în diversele puncte ale rețelei geometrice $(m \times n)$.

În vederea stabilirii valorilor p și q optime care definesc gradul polinomului, se folosesc expresiile

$$Z_{rs} = \frac{g_{rs}}{\left[\sum_{j=0}^{m-1} \xi'^2_r(j) \cdot \sum_{k=0}^{n-1} \zeta'^2_s(k)\right]^{1/2}} \tag{4}$$

care sînt liniare în raport cu diferențele de ordinul r în direcția x și cu cele de ordinul s în direcția y ale datelor inițiale. Dacă nu apar componente reziduale și tendința poate fi definită printr-un polinom (p,q), atunci $Z_{rs} = 0$ pentru $r > p$ și $s > q$.

În mod practic, componentele reziduale sînt totdeauna prezente și de aceea este necesar să se stabilească limita superioară a numărului de termeni care se păstrează din desfășurarea în serie. De obicei, se folosește în acest scop, aranjamentul Z^2 — mai ușor de calculat — considerîndu-se că tendința cîmpului gravității este reprezentată de termenii cu valori numerice mari, situați la extremitatea superioară a aranjamentului. O serie de teste statistice oferă posibilitatea de a întări sau infirma această separare preliminară a efectelor gravimetrice.

ESTIMAREA TENDINȚEI CÎMPULUI GRAVITĂȚII

În sectorul nordic al Culmii Pietricica, datorită morfologiei relativ complicate, măsurătorile gravimetrice au fost executate în puncte de observație dispuse în rețea de profiluri. Din acest motiv, pentru a putea folosi metoda propusă, s-a procedat inițial la interpolarea valorilor gravității în nodurile unei rețele patratice, cu latura de 1,5 km. Teoretic, corectitudinea acestei operațiuni este pusă sub semn de întrebare, dar practic, în cazul particular al cîmpului gravității, ea devine posibilă cu

$k = 12$ şi $\sum_{rez} Z^2 = 373{,}42$, de unde rezultă că abaterea standard are valoarea $s = 1{,}651$. Pentru $m = 10$ şi $n = 15$, în ipoteza $\beta'_{32} = 0$, se obţine

$$-t_{32} = 0{,}00036\ (8580 \times 37.128)^{1/2}/1{,}561 = 3{,}87$$

cu 137 grade de libertate. Dar pentru $\nu = 137$ şi un nivel de semnificaţie de 0,05, rezultă $t_{05} = 1{,}977$ [3], astfel că ipoteza $\beta'_{32} = 0$ trebuie respinsă şi termenul cu coeficientul b'_{32} atribuit tendinţei.

ÎNCERCĂRI PENTRU PROBAREA OMOGENITĂŢII ANSAMBLULUI REZIDUAL

În statistica matematică, criteriul folosit pentru probarea omogenităţii a n dispersii este testul χ^2. În cazul studiat, pentru înlăturarea caracterului aproximativ al probării, este mai indicat criteriul Cochran.

Criteriul Cochran este un test simplu şi eficient, care permite probarea elementului cu cea mai mare valoare numerică din ansamblul rezidual. Testul constă în studierea variabilei

$$v^2 = \frac{Z^2_{max}}{\sum_{rez} Z^2} \tag{8}$$

în ipoteza că Z^2_{max} a fost extras dintr-o populaţie omogenă Z^2. Dacă numărul total al elementelor reziduale R depăşeşte 50, pentru ur nivel de semnificaţie 0,05, se poate folosi formula asimptotică

$$v^2_{05} \approx 2(\gamma + \ln R)/R, \tag{9}$$

unde $\gamma = 0{,}5772$ reprezintă constanta lui Euler.

Termenul cu valoare numerică maximă, din aranjamentul rezidual, este $Z^2_{41} = 46{,}12$. Efectuînd calculele solicitate de relaţiile (8) şi (9), rezultă că, mărimea v^2 depăşeşte valoarea teoretică corespunzătoare nivelului de semnificaţie 0,05, fapt care arată că termenul Z^2_{41} nu apartine probabil aranjamentului rezidual.

Folosind acelaşi test a fost probat şi termenul $Z^2_{14} = 41{,}91$, care de asemenea nu poate fi considerat rezidual. La aceeaşi concluzie se ajunge şi dacă se întocmeşte o diagramă de frecvenţă a valorilor Z^2 şi se compară cu distribuţia teoretică a frecvenţelor, obţinută din relaţia

$$f\left(\frac{Z^2}{s}\right) = \frac{1}{2\sqrt{\pi\nu}} \cdot \frac{\Gamma\left(\frac{\nu+1}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{\nu}{2}\right)} \cdot \frac{s}{\sqrt{Z^2}\left(1 + \frac{Z^2}{\nu s^2}\right)^{\frac{\nu+1}{2}}} \cdot \tag{10}$$

Examinînd figura 1 se observă că termenii Z^2_{41} și Z^2_{14} nu aparțin ansamblului rezidual și limita tendinței trebuie extinsă astfel încît să includă și coeficienții polinomali b'_{41} și b'_{14}.

Testul Cochran poate fi utilizat numai pentru probarea semnificației unor termeni individuali, ai ansamblului rezidual Z^2. Informații

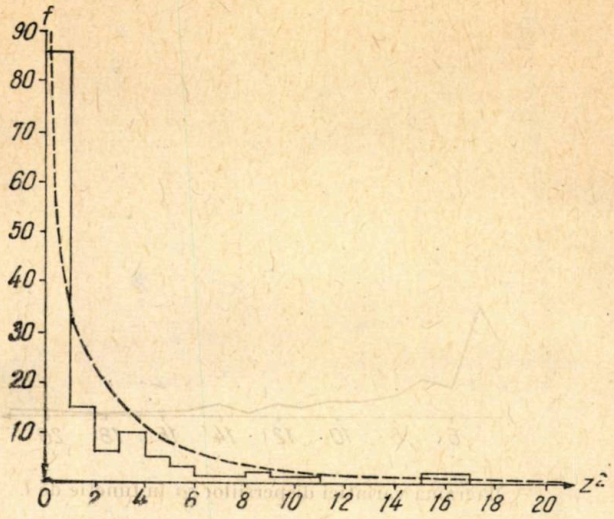


Fig. 1. — Diagrama de frecvență a elementelor aranjamentului Z^2.

cu privire la omogenitatea întregului ansamblu, se obțin prin aplicarea testului Neyman-Pearson.

Testul Neyman-Pearson se bazează pe distribuția

$$L_1 = \frac{(\sigma_1^2 \sigma_2^2 \ldots \sigma_R^2)^{1/R}}{1/R(\sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \ldots + c_R^2)} \tag{11}$$

cu condiția ca, selecțiile să aibă efective egale. $L_1 = 1$ numai în cazul cînd dispersiile σ_i^2 sînt egale. Dacă aceste egalități nu au loc, L_1 devine subunitar și valoarea lui descrește cu atît mai rapid cu cît dispersiile sînt mai diferite. Dacă numărul gradelor de libertate este redus, relația (11) poate fi scrisă sub forma

$$L_1 = \prod_{\text{rez}}^{R} (Z^2)^{1/R}/s^2. \tag{12}$$

Distribuția statisticii L_1 fiind deosebit de complicată, [10] se propune ca ea să fie aproximată prin formula Pearson de tipul I. Pentru valori mari ale lui R ($R \geqslant 100$) și un nivel de semnificație 0,05, rezultă expresia

$$(L_1)_{.05} \approx [1 + 2{,}557\, A \cdot e^B]^{-1}, \tag{13}$$

cu o funcție de tipul Pearson I, prin egalarea primelor două momente și, folosirea punctelor procentuale ale distribuției rezultate.

Momentul de ordinul I și dispersia vor fi :

$$M(d_y) = 2{,}33\,;\quad s^2(d_y) = 0{,}20.$$

Rezolvarea sistemului de ecuații :

$$M(d_y) = \frac{4\mu}{\mu+\nu};\qquad s^2(d_y) = \frac{16\mu\nu}{(\mu+\nu)^2(\mu+\nu+1)} \tag{19}$$

permite determinarea valorilor rădăcinilor μ și ν. Rotunjite în scopuri practice, ele sînt $\mu = 11$ și $\nu = 8$.

Pentru $2\mu = 22$, $\nu = 16$ și nivelurile de semnificație 0,05 și 0,01 folosind tabele adecvate [3], rezultă $(d_y)_{.05}=1{,}58$, respectiv $(d_y)_{.01}=1{,}28$, valori care sugerează, de asemenea, o corelație în serie pozitivă, în raport cu valoarea calculată $d_y = 1{,}02$.

TENDINȚA CÎMPULUI GRAVITĂȚII DEFINITĂ PRIN POLINOMUL DE APROXIMAȚIE OPTIM

Analiza statistică efectuată permite stabilirea polinomului de aproximație optim, care definește tendința completă a cîmpului gravității în zona studiată.

Majoritatea testurilor statistice au arătat că limita superioară a tendinței cîmpului gravității, trasată în mod arbitrar pe baza valorilor numerice cuprinse în aranjamentul Z^2, nu asigură o separare satisfăcătoare a componentelor regionale și reziduale. Criteriul Cochran a permis să se stabilească că termenii Z^2_{41} și Z^2_{14} nu aparțin ansamblului rezidual. Deoarece termenii Z^2_{50} și Z^2_{05} probabil reprezintă, de asemenea, componente cu caracter sistematic, tendința poate fi exprimată printr-un polinom de gradul 5 în x și y, a cărui expresie este :

$$t(x,y,) = -35{,}1211 - 3{,}4647x + 2{,}2127y + 2{,}0273x^2 + 0{,}6817y^2 +$$
$$0{,}5717xy - 0{,}3015x^3 - 0{,}2572x^2y + 0{,}0030xy^2 - 0{,}4017y^3 + 0{,}0181x^4 -$$
$$- 0{,}0303xy^3 + 0{,}0200x^2y^2 + 0{,}0242x^3y + 0{,}0733y^4 - 0{,}0004x^5 +$$
$$+ 0{,}0032xy^4 - 0{,}0018x^2y^3 - 0{,}0008xy^4 - 0{,}0042y^5\,.$$

Extinderea limitei tendinței reduce valoarea statisticii M la 89,67, valoare care rămîne încă semnificativă. În schimb, testul d_y nu mai indică decît o slabă corelație a elementelor reziduale.

Analiza dispersiei întărește studiul statistic efectuat confirmînd semnificația termenilor de gradul 5. Într-adevăr, ordonarea elementelor matricii Z^2 permite stabilirea contribuției succesive a termenilor de diverse ordine, fapt care dă posibilitatea schițării suprafețelor de tendință corespunzătoare (tabela 3).

Tabela 3

Analiza dispersiei

Sursa de variație	Suma pătratelor	%
Contribuția suprafeței ord. I	974,14	38,86
Abaterea de la suprafața ord. I	1532,37	
Construcția termenilor ord. II	880,55	35,13
Contribuția suprafeței ord. II	1854,69	73,99
Abaterea de la suprafața ord. II	651,82	
Contribuția termenilor ord. III	199,43	7,96
Contribuția suprafeței ord. III	2054,12	81,95
Abaterea de la suprafața ord. III	452,39	
Contribuția termenilor ord. IV	61,99	2,45
Contribuția suprafeței ord. IV	2115,61	84,40
Abaterea de la suprafața ord. IV	390,90	
Contribuția termenilor ord. V	168,93	6,74
Contribuția suprafeței ord. V	2284,54	91,14
Abaterea de la suprafața ord. V	221,97	
Total	2506,51	100,00

CONSIDERAȚII ASUPRA REZULTATELOR OBȚINUTE

Rezultatele obținute sînt reprezentate în harta din figura 3, care concretizează imaginea tendinței complete a cîmpului gravității în sectorul nordic al Culmii Pietricica. Din studiul acestei hărți (fig. 3) se constată că la tendința principală, estimată printr-o suprafață de ordinul 2, se adaugă componente secundare, generate de contraste de masă de la adîncimi relativ reduse.

Majoritatea studiilor efectuate clasifică anomaliile în „regionale" și „locale", în funcție de mărimea și adîncimea surselor perturbante. Încercarea de separare a surselor de anomalii prin procedee analitice arată că această clasificare nu este suficient de cuprinzătoare, în natură putînd să existe felurite situații geologice care generează o gamă de anomalii intermediare. Acestea, prin extinderea și intensitatea lor, aparțin efectelor sistematice și ca urmare, trebuie atribuite tendinței.

Tendința cîmpului gravității estimată printr-o suprafață de ordinul 5, indică o scădere generală a valorilor gravității către vest, în legătură cu afundarea pe această direcție a fundamentului și maselor sedimentare vechi ale Platformei moldovenești. La vest de Bacău, aceste mase cedează brusc de-a lungul unei linii de gradient orizontal maxim, permițînd îngroșarea apreciabilă a depozitelor de cuvertură.

Procedeele statistice permit separarea cu
ponentelor sistematice și fortuite. Ele aduc un s
stabilind contribuțiile termenilor de diverse o
mare, permițînd alegerea unei soluții adecva
Sub acest aspect, procedeele statisticii matematice dovedim instrum
prețios de prelucrare a datelor geofizice primare, în cazul nostru a date
lor gravimetrice, care facilitează transpunerea în termeni geologici a
rezultatelor obținute.

Caracterul statistic semnificativ sau statistic nesemnificativ al unui
efect reprezintă reflectarea structurii geologice specifice zonei studiate,
dar menționăm că analiza statistică nu poate explica întotdeauna acestu
efecte, deși le pune în evidență.

În zona cercetată, cunoștințele geologice indicau cănerea în trepte
a Platformei moldovenești spre vest și existența unor raporturi de încă
lecare în cuvertură, între depozitele miocene pericarpatice și depozitele
sarmațiene necutate; analiza statistică confirmă această imagine struc
turală, pe bază de date numerice.

Primit la redacție la 5 iunie 1970.

BIBLIOGRAFIE

1. Agocs W. B., *Least squares residual anomaly determination*, Geophysics, 16, 4, Tulsa (1951).
2. Băncilă I., Hristescu E., *Linia externă a Flișului și linia pericarpatică dintre valea Sucevei și valea Trotușului (Carpații Orientali)*, Asoc. geol. Carpato-Balcanică, Congresul V, 4, București (1963).
3. Bolsev I. N., Smirnov N. V., *Tablii matematicheskoi statistiki*, Izd. Nauka, Moskva (1965).
4. Botezatu R., Dumitru St., Visarion M., *Caracteristicile dijiabilă în anomalii gravimetrice a formelor structurale din nord-estul Republicii Socialiste Romania*, Inf. Inst. Petrol. gaze și geol., București (1965).
5. Box G. E. P., *The exploration and exploitation of oil-sponge structures*, Roma, Proceedings and examples, Biometrics, 10, Atlanta (1954).
6. De Lury B. B., *Values and integrals of the orthogonal polynomials up to n = 26*, Univ. Toronto Press, Toronto (1950).
7. Durbin J., Watson G. S., *Testing for serial correlation of a set of variances*, Biometrika, 37, London (1951).
8. Eisenhart C., *The assumptions underlying the analysis of variances*, Biometrics, 5, Atlanta (1947).
9. Goulden C. H., *Methods of statistical analysis*, John Wiley and Sons, New York (1952).
10. Grant F. S., *A problem in the analysis of geophysical data*, Geophysics, 22, 4, Tulsa (1957).
11. Hald A., *Statistical theory with engineering applications*, John Wiley and Sons, New York (1952).
12. Hartley H. O., *Testing the homogeneity of a set of variances*, Biometrika, 31, London (1950).
13. Kendall M. G., *The advanced theory of statistics*, Charles Griffin, London (1946).
14. Krumbein W. C., Graybill F. A., *An introduction to statistical models in geology*, Mc Graw Hill Book Co., New-York (1965).
15. Miller B. L., Kahn V. S., *Statistical analysis in the geological sciences*, John Wiley and Sons, New-York (1962).
16. Morice E., Chartier F., *Méthode statistique*, Imprimerie Nationale, Paris (1954).
17. Oldham C. H. G., Sutherland D. B., *Orthogonal polynomials: their use in estimating the regional effect*, Geophysics, 20, 2, Tulsa (1955).
18. Whitten E. H. T., *Composition trends in a granite: modal variation and ghost-stratigraphy in part of the Donegal granite*, Eire, J. Geoph. Res., 64, 4, Virginia (1959).

HARTA RELIEFULUI FUNDAMENTULUI CRISTALIN ÎN BAZINUL INFERIOR AL STREIULUI CONSTRUITĂ PE BAZA DATELOR GRAVIMETRICE

DE

SORIN RĂDAN

Institutul de geofizică aplicată, str. Izvor nr. 78, București

INTRODUCERE

Principiul fundamental al prospecțiunii gravimetrice oferă posibilitatea in tuirii imaginii fundamentului cristalin sub cuvertura sedimentară pe baza paralelismului care există între morfologia hărților Bouguer și structurile mari, regionale.

Existînd un contrast net de densitate între cele două formațiuni geologice aflate în contact, formele reliefului fundamentului cristalin pot fi puse în evidență. Însă, variația constituției petrografice a rocilor din fundament și variația adîncimii lui sînt două cauze care pot genera anomalii gravimetrice și pot conduce astfel la erori în interpretare. Complexîndu-se datele gravimetrice cu cele magnetice se ajunge la o limitare a cauzelor posibile ale anomaliei respective.

Aflîndu-ne deci, în cazul unei anomalii gravimetrice dată de relieful fundamentului cristalin sub cuvertura sedimentară, se pune problema determinării amănunțite a ondulațiilor suprafeței de contact dintre cele două formațiuni.

Constituind obiectul unor cercetări speciale s-a ajuns la elaborarea unor procedee cu caracter tipic de problemă inversă, stabilindu-se legătura cantitativă între variațiile gravității și formele de relief ale suprafeței de contact. Unele dintre aceste procedee practice sînt bazate pe rezolvarea aproximativă a unor ecuații integrale (Sorokin, Tsuboi și Fuchida, Tomoda și Aki, Maloviciko, Rainbow), altele utilizează continuarea analitică în semispațiul inferior (Evjen, La Porte).

În articolul de față se prezintă rezultatele obținute prin aplicarea procedeului Rainbow pentru studierea formei fundamentului cristalin

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM 8 NR. 2, P. 129–137, BUCUREȘTI, 1970

sub depozitele sedimentare în bazinul inferior al Streiului. Asupra formulei utilizate pentru calculul adîncimilor :

$$h_0 = \frac{168}{\Delta\partial}\{g(0) + C_1[g(z_0) + g(-z_0)] + C_2[g(2z_0) + g(-2z_0)] + C_3[g(3z_0) + g(-3z_0)] + \ldots + C_n[g(nz_0) + g(-nz_0)]\}$$

cît şi a modului practic de aplicare nu insistăm aici [3], [4].

A. OBŢINEREA REZULTATELOR

Materialul primar folosit pentru calculul structural l-a constituit harta geologică şi gravimetrică a bazinului inferior al Streiului [1].

Profilele alese în număr de şapte, a căror amplasare este prezentată în planşa 1, sînt dispuse în general perpendicular în raport cu axele anomaliilor evidenţiate pe harta gravimetrică. Profilele I — I′ şi II — II′ trec prin sondele 90 şi respectiv 4353, în care se cunoaşte adîncimea suprafeţei de contact sedimentar/cristalin, celelalte cinci fiind legate de acestea.

Lungimile profilelor alese sînt : 27 km (profilul I—I′), 26,1 km (II—II′); 25,2 km (III—III′); 25,2 km (IV—IV′); 20,7 km (V—V′); 18 km (VI—VI′); 27 km (VII—VII′).

Anomalia regională a gravităţii s-a calculat pentru fiecare profil în scopul eliminării efectelor locale, aplicînd metoda mediilor mobile. Ţinînd seama şi de elementele geologice din regiune, latura comună aleasă pentru reţea a fost $d = 0{,}900$ km.

Contrastul de densitate între fundamentul cristalin şi depozitele sedimentare care repauzează pe acesta, s-a luat egal cu 0,35 g/cm³ [1].

Parametrii necesari la aplicarea procedeului Rainbow s-au ales în felul următor :

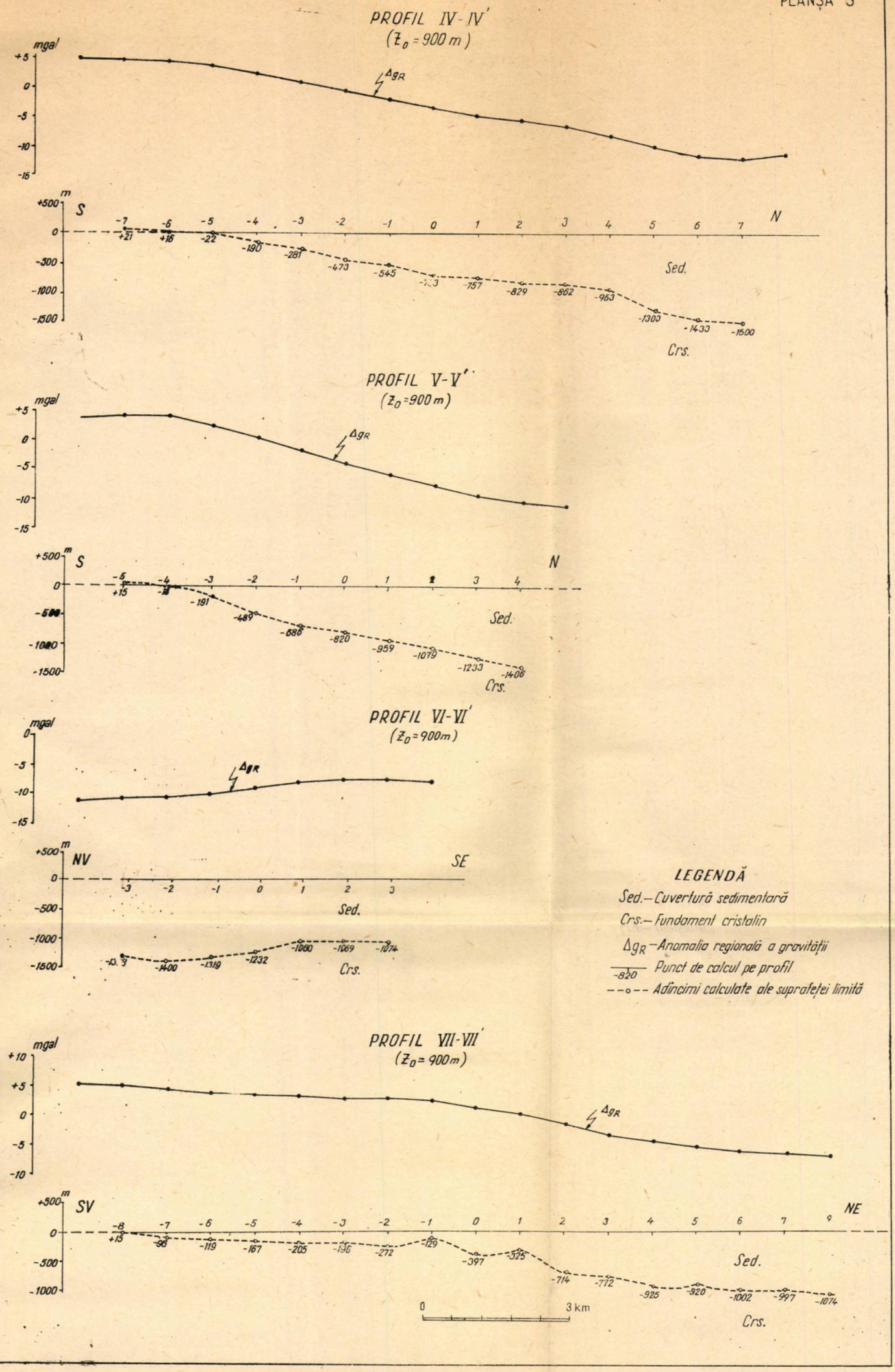
a) Adîncimea medie z_0 a suprafeţei limită s-a luat egală cu 0,900 km, avînd în vedere că în partea de sud a profilelor adîncimea la care s-a întîlnit fundamentul este de cca 0,300 km (din date de foraj) [1], iar în partea de nord, în zona depresionară dintre Călan şi Mureş, peste 1,500 km [1].

b) Echidistanţa punctelor de calcul pe profil s-a ales egală cu adîncimea medie z_0 a fundamentului cristalin.

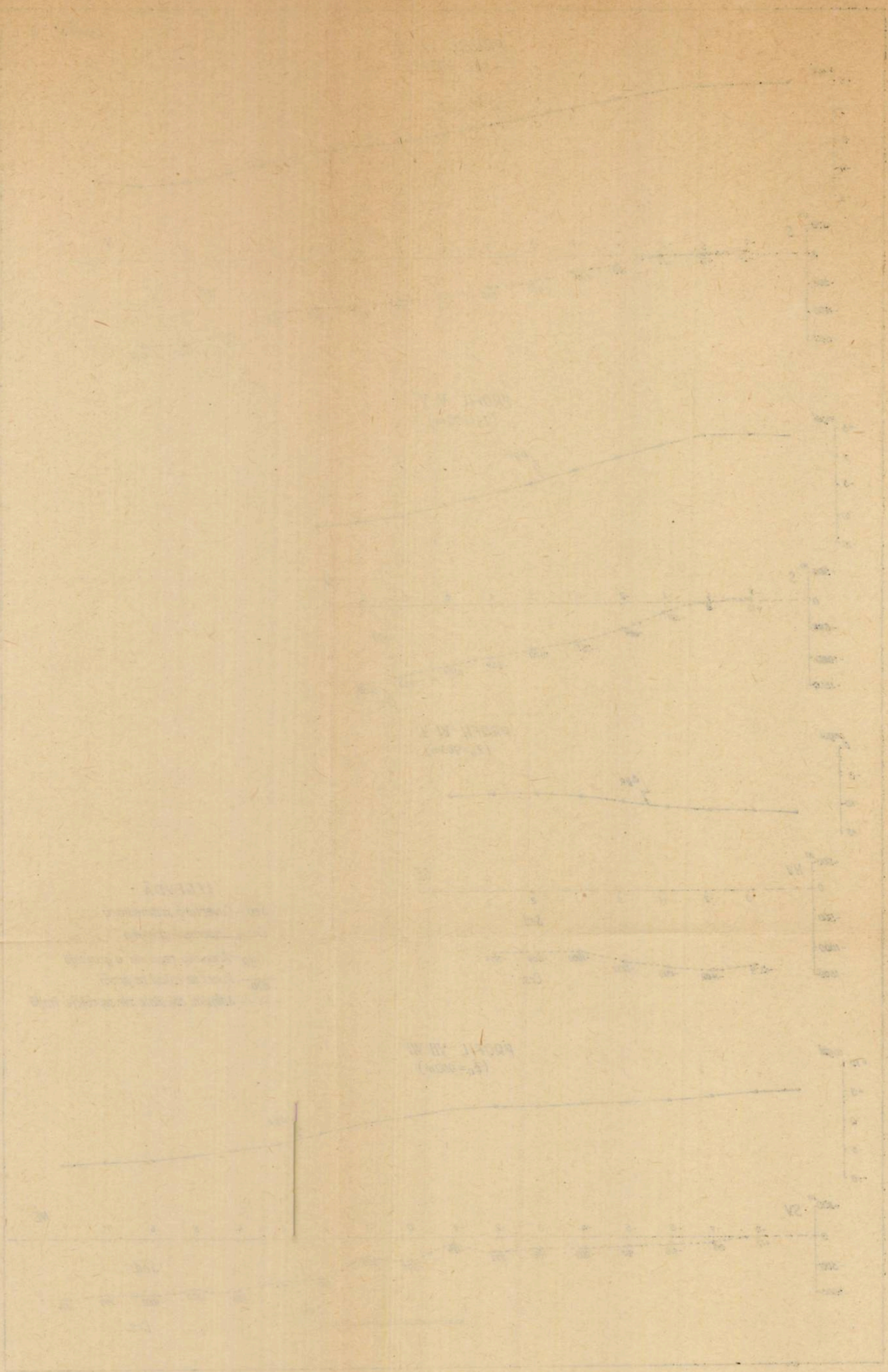
c) Numărul n de valori ale gravităţii (situate la echidistanţa z_0), care trebuie luate la dreapta şi la stînga în calculul efectuat pentru fiecare punct de pe profil, s-a luat egal cu şase.

Calculul adîncimii suprafeţei limită s-a făcut pe baza formulei (1). S-au determinat denivelările suprafeţei de contact convenţionale faţă de sonda 90 de pe profilul I—I′. Pe baza adîncimii cunoscute pînă la fundamentul cristalin în această sondă s-au calculat adîncimile suprafeţei de contact în punctele respective de pe profil. În mod analog s-a procedat în cazul profilului II—II′, pe care este situată sonda 4353. Pentru celelalte profile s-au considerat puncte de referinţă puncte ale suprafeţei

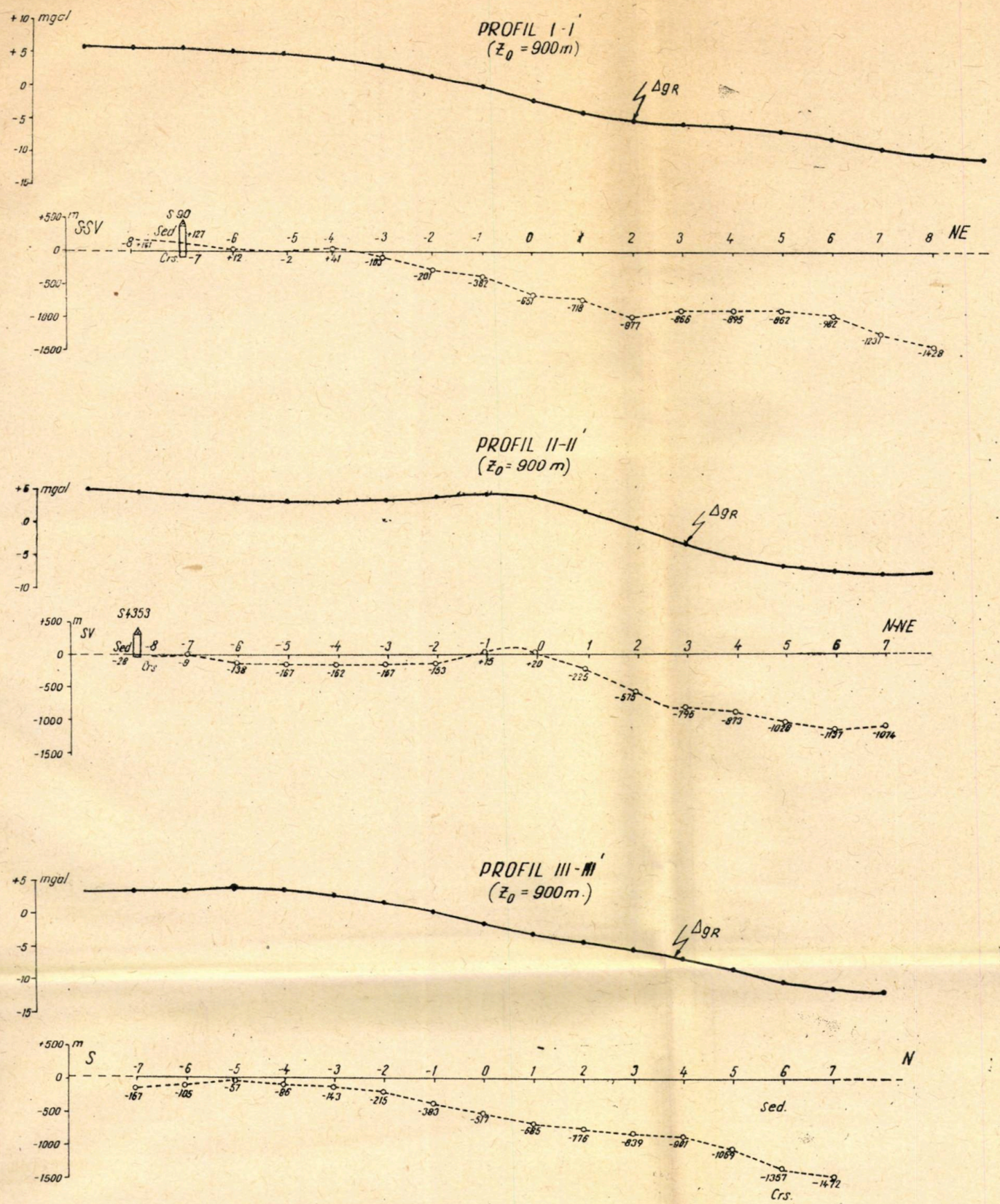
[1]) Raport asupra lucrărilor de explorare din şantierul Strei, 1959, Arh, IGEX.



Profile situate în bazinul inferior al Streiului (IV—IV', V—V', VI—VI', VII—VII', sc. 1:60.000.)



PROFILE SITUATE ÎN BAZINUL INFERIOR AL STREIULUI

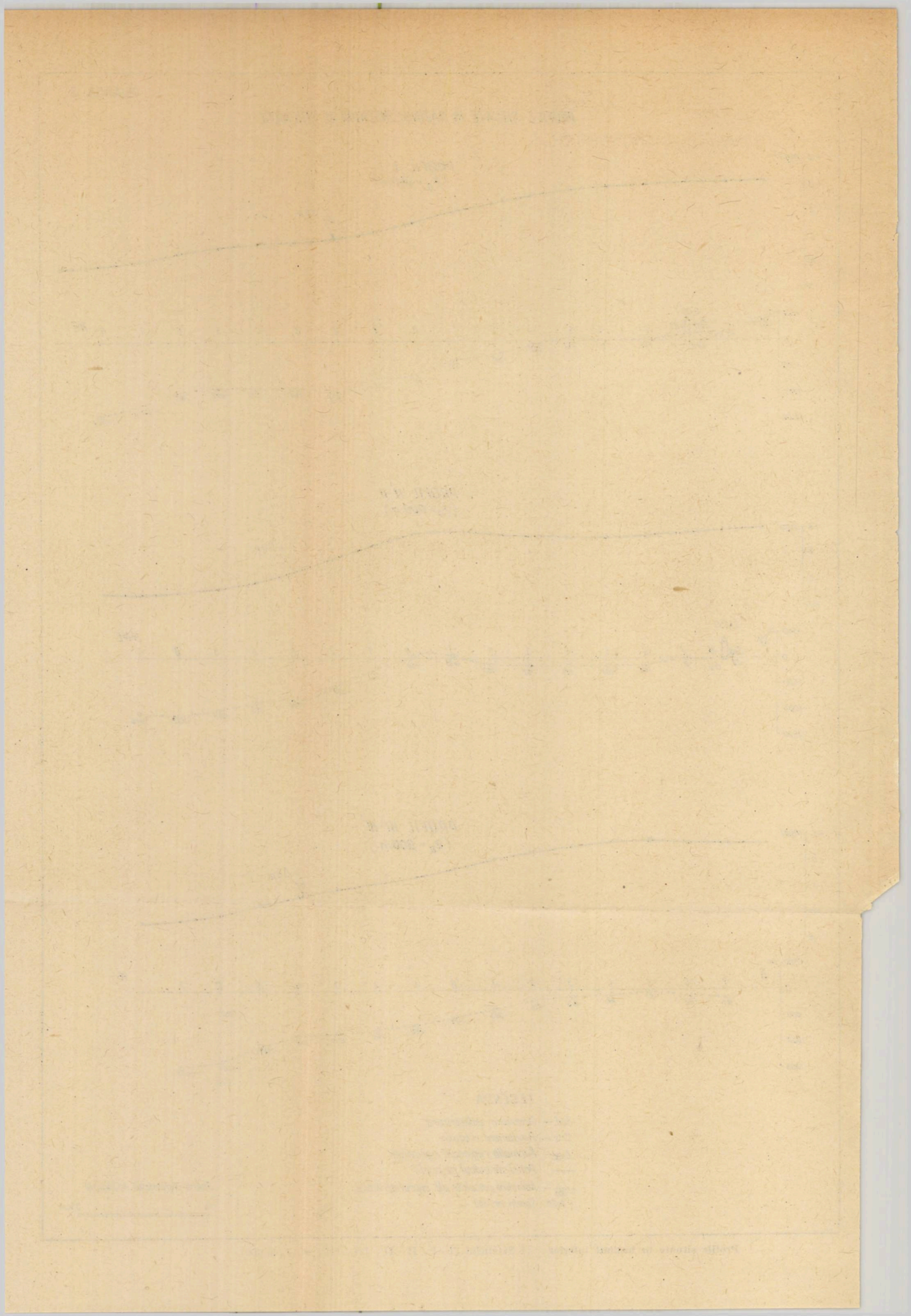


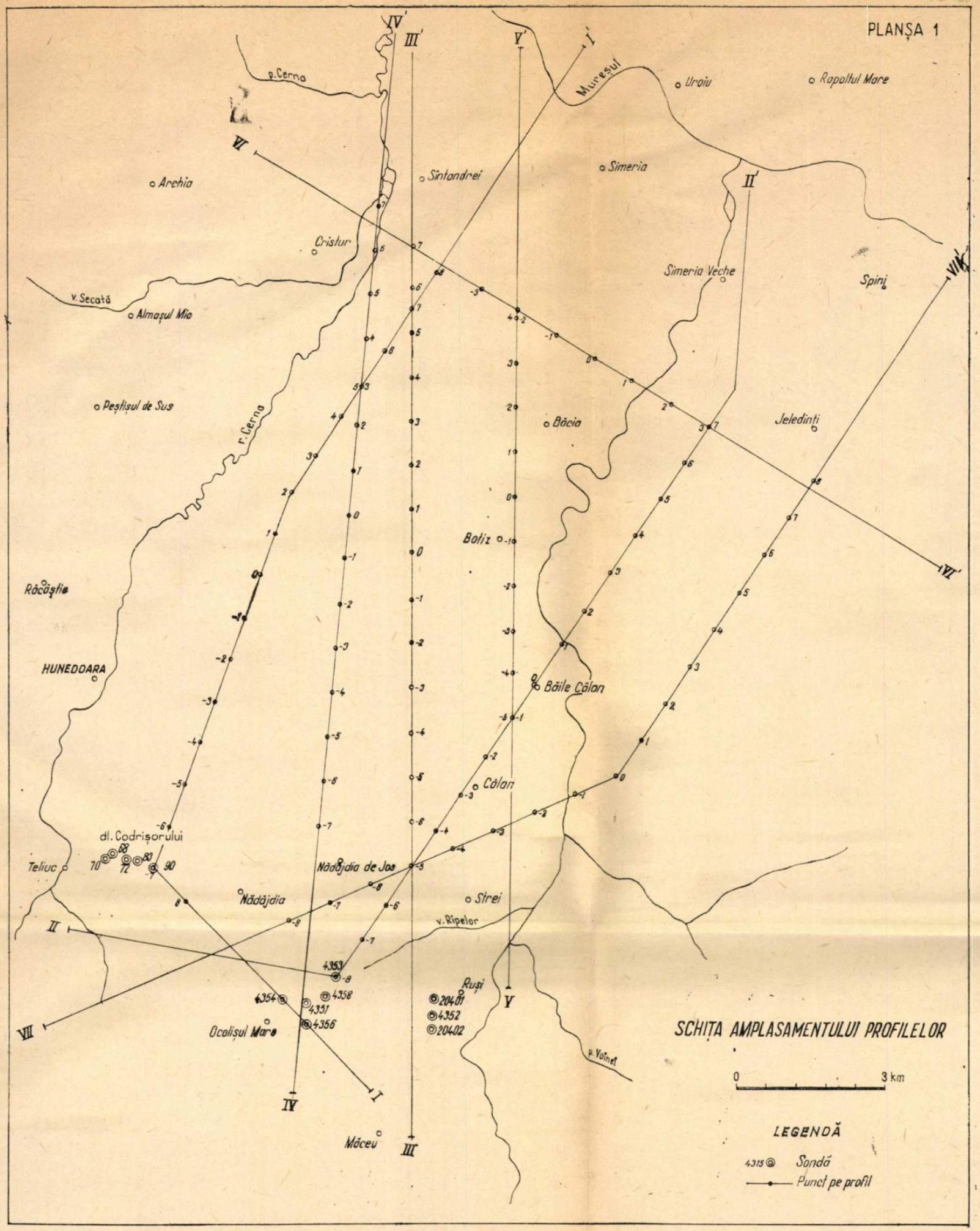
LEGENDĂ

Sed.— Cuvertura sedimentară
Crs.— Fundament cristalin
Δg_R — Anomalia regională a gravității
— Punct de calcul pe profil
-801 — Adîncimi calculate ale suprafeței limită
S 90 Sonda nr. 90

Scara distanțelor orizontale
0 3 km

Profile situate în bazinul inferior al Streiului (I—I', II—II', III—III', sc. 1:60.000).





Schița amplasamentului profilelor (scara 1 :60.000.)

de contact convenţionale de pe profilele I—I′ sau II—II′, de care s-au legat [2].

Alte rezultate obţinute au fost :

a) Determinarea limitei de separaţie dintre cele două formaţiuni geologice folosind în calcul valorile aomaliei gravităţii necorectate pentru efectul regional (pe profilul I—I′).

b) Determinarea limitei de separaţie în cazul alegerii următorilor parametri : $d = 0{,}600$ km ; $z_0 = 0{,}600$ km (pe profilul II—II′).

c) Determinarea limitei de separaţie folosind în calcul valorile anomaliei regionale a gravităţii geometrizate (pe profilele I—I′ şi II—II′).

Precizia rezultatelor obţinute, neexistînd sonde suficiente şi situate la o distanţă corespunzătoare, s-a determinat utilizînd valorile adîncimilor suprafeţei de contact pe profilul III—III′, care avînd punctul de referinţă pe profilul II—II′ traversează profilul I—I′. Eroarea de determinare a adîncimii într-un punct a fost de 0,65%.

B. PREZENTAREA REZULTATELOR OBŢINUTE

Rezultatele obţinute în urma calculelor efectuate s-au prezentat sub formă de profile şi hărţi.

Anomaliile regionale ale gravităţii, cît şi limitele de separaţie respective dintre fundamentul cristalin şi cuvertura sedimentară, sînt prezentate sub formă de profile în planşele 2 şi 3. Anomalia regională a gravităţii pentru bazinul inferior al Streiului (d = 0,900 km), cît şi suprafaţa de contact dintre sedimentar şi cristalin sînt prezentate sub formă de hărţi în planşele 4 şi 5.

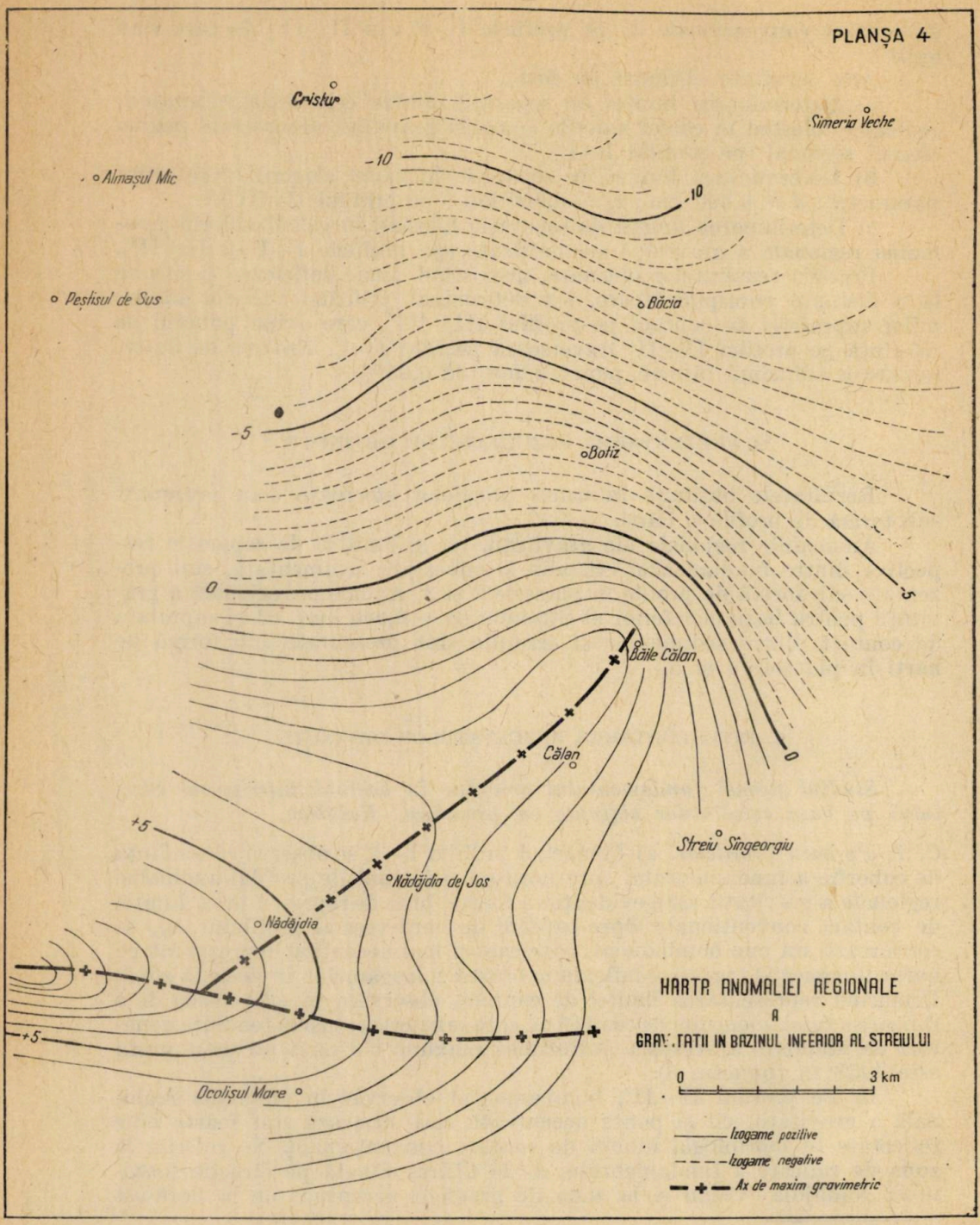
C. INTERPRETAREA REZULTATELOR OBŢINUTE

Studiul formei fundamentului cristalin în bazinul inferior al Streiului pe baza rezultatelor obţinute cu procedeul Rainbow.

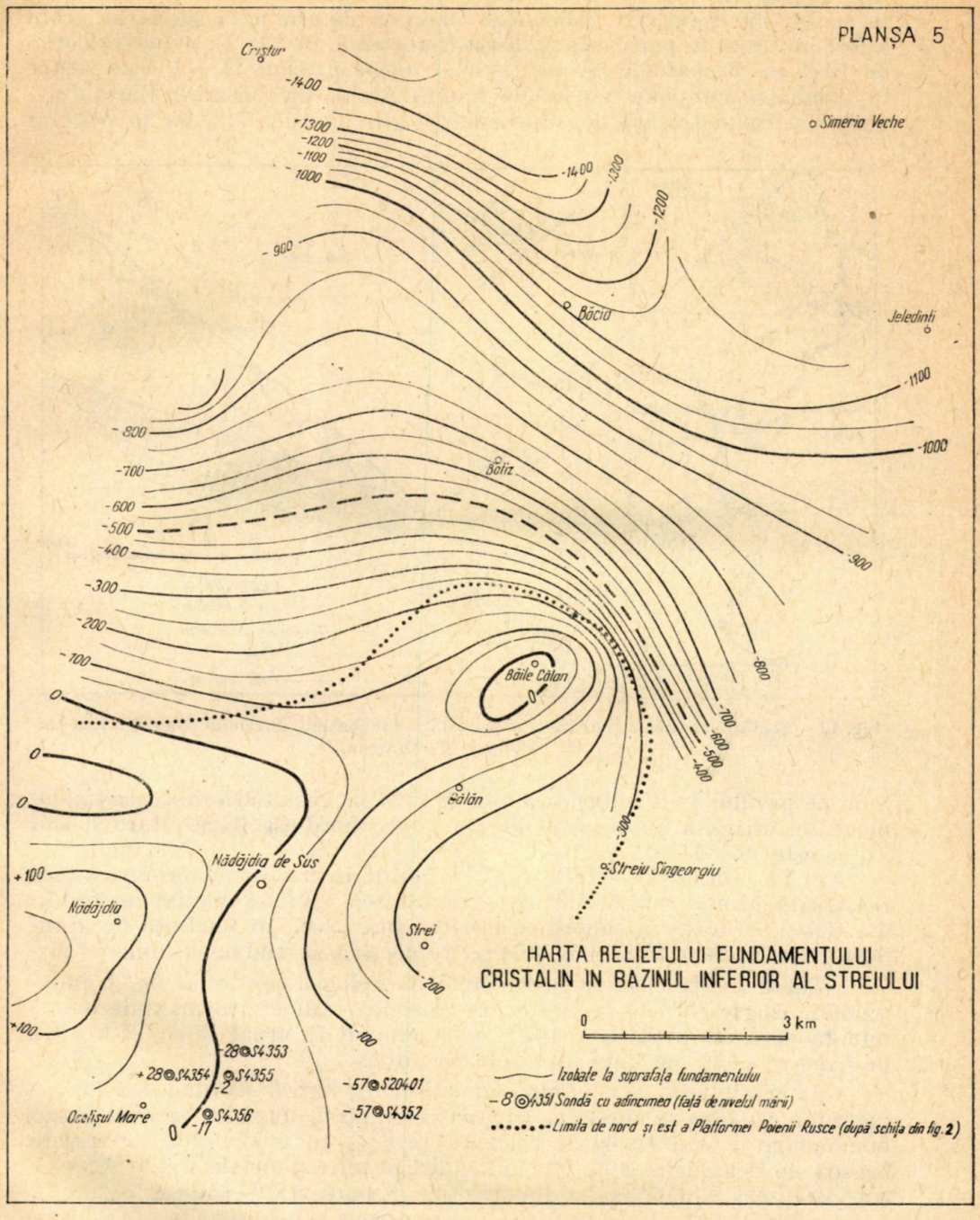
C. 1. Pe baza profilelor. a) Urmărind profilul I—I′ se observă că tendinţa de coborîre a fundamentului spre nord-est, ilustrată de profilul anomaliei regionale a gravităţii, este evidenţiată foarte bine de reprezentarea limitei de contact convenţionale. Spre capătul de nord-vest al profilului Δg_R se conturează un mic bombament, care este şi mai accentuat reprezentat pe harta Bouguer [1] printr-o inflexiune bruscă a izogamelor în această zonă. Urmărind reprezentarea limitei de contact, observăm că este vorba de o ridicare a fundamentului de cca 115 m, care se înscrie totuşi în tendinţa generală de afundare a acestuia. Adîncimea maximă obţinută pe acest profil este 1428 m (punctul 8).

b) Pe profilul II—II′, bombamentul observat în anomalia regională a gravităţii, cît şi panta accentuată care urmează sînt foarte bine reflectate în morfologia limitei de contact convenţionale. Ne referim la zona de ridicare a fundamentului de la Călan, situată pe direcţia maximală Nădăjdia—Călan şi la zona de gradient accentuat de la nord-est

[2]) Toate adîncimile calculate sînt raportate la nivelul mării.



Harta anomaliei regionale a gravității în bazinul inferior al Streiului (sc. 1 : 60.000).



Harta reliefului fundamentului cristalin în bazinul inferior al Streiului (sc. 1 : 60.000).

de Călanul Mic [1], aceasta din urmă corelabilă cu falia majoră trasată în schița din figura 1. Adîncimea maximă determinată pe acest profil a fost obținută în partea de nord-est (punctul 7, planșa 2), avînd valoarea de 1074 m. Remarcînd că acest punct de pe profilul II—II′ este situat în imediata apropiere a axei de minim Archia-Cristur-nord Băcia-Jeledinți-sud Spini trasată de autorii hărții gravimetrice [1], iar în punctul

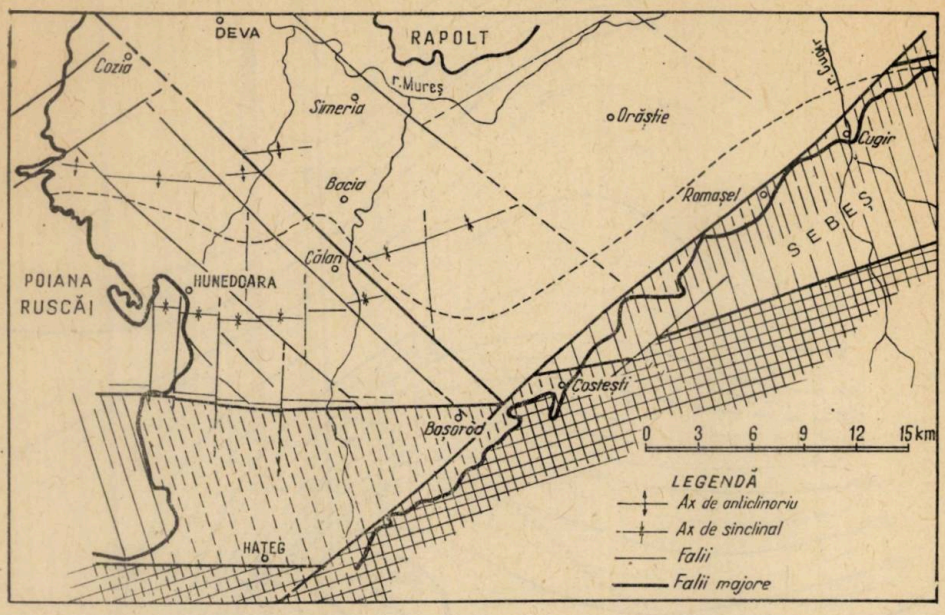


Fig. 1. — Schița tectonică a fundamentului cristalin din bazinul Streiului (după F. Ionescu H. Kräutner M. Mureșan).

8 de pe profilul I—I′ adîncimea este de 1428 m, rezultă că ridicarea fundamentului cristalin pe această direcție, între nord-est Băcia Mare și sud Totia este de 354 m.

c) Pe profilul III—III′, după ce limita de contact determinată face remarcată printr-o mică ridicare, traversarea apofizei maximale Nădăjdia Călan, se observă coborîrea acesteia spre nord, în tendința de afundare reflectîndu-se însă și bombarea respectivă a fundamentului.

Toate aceste elemente corespund morfologiei profilului Δg_R și inflexiunilor izogamelor de pe harta gravimetrică. Adîncimea maximă determinată pe acest profil este 1472 m în punctul 7, situat la cca 2 km est de Cristur, chiar pe linia de minim amintită.

d) Profilul IV—IV′, amplasat sud-nord, indică scufundarea fundamentului pe această direcție. În partea de nord, după ce se conturează bombamentul amintit și la celelalte profile, se evidențiază o trecere bruscă de la adîncimea de 923 m la 1303 m între punctele 4 și 5. Această zonă se corelează cu falia majoră direcțională nord-vest —sud-est (figura 1).

e) Profilul V—V′, orientat sud-nord, avînd drept limite în sud apofiza maximală Nădăjdia-Călan, iar în nord, zona minimală Cristur-Jeledinți,

indică scufundarea fundamentului pe această direcție, în nord adîncimea maximă calculată fiind 1406 m.

f) Profilul VI—VI′ este orientat nord-vest — sud-est aproximativ pe direcția axei de minim, între vest Tîmpa și sud Totia și evidențiază ridicarea fundamentului, respectiv micșorarea grosimii depozitelor sedimentare pe această direcție.

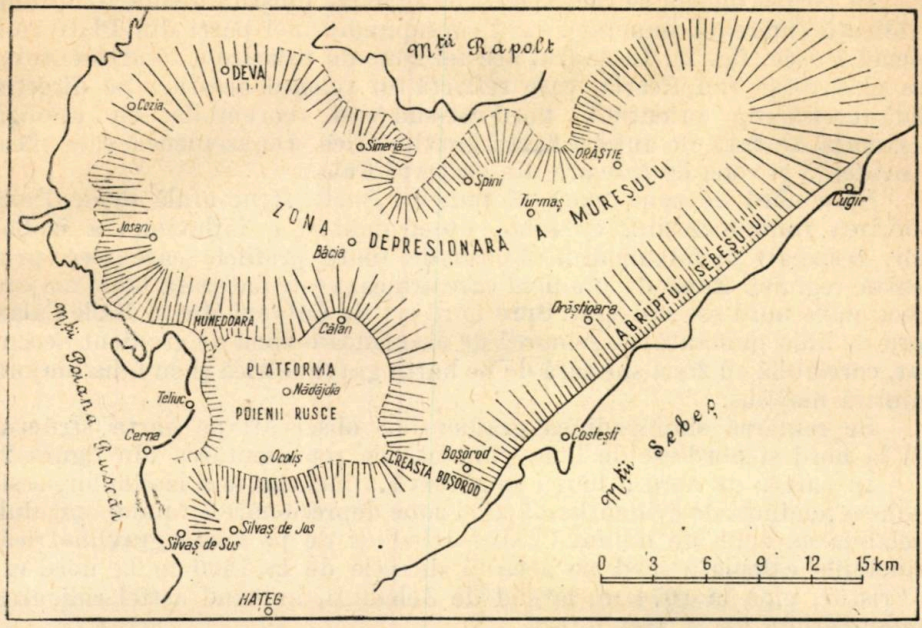


Fig. 2. — Schița morfologică a fundamentului cristalin din bazinul Streiului (după F. Ionescu, H. Kräutner, M. Mureșan).

g) Profilul VII—VII′, orientat sud-vest-nord-est, după ce traversează o porțiune aproape orizontală a fundamentului (zona Platformei Poienei Rusce, fig. 2), pune în evidență o mică adîncitură în fundament corelabilă cu minimul prezent la est de Călan pe harta gravimetrică, dar neremarcat pe profilul anomaliei regionale a gravității. Apoi, adîncimile în două puncte vecine sînt 325 m și 714 m, rezultate ce se corelează cu zona de gradient accentuat, marcată pe harta mai sus amintită și cu prezența în această regiune a faliei majore direcționale nord-vest-sud-est (fig. 1).

C. 2. Pe baza hărților. a) Harta anomaliei regionale a gravității (d = 0,900 km, planșa 4).

În general prezintă aceleași caracteristici cu porțiunea corespunzătoare din harta gravimetrică Bouguer, remarcîndu-se aspectul nivelat al izogamelor.

b) Harta reliefului fundamentului cristalin (planșa 5).

Cu ajutorul celor șapte profile și completînd în partea de sud cu datele avute din sonde am construit harta reliefului fundamentului cristalin pe o suprafață cuprinsă aproximativ în interiorul unui poligon cu

vîrfurile în localităţile Cristur-Sîntandrei-Jeledinţi-Streiu-Sîngeorgiu-Ruşi-Ocolişul Mare-Teliuc-Cristur.

Interpretarea făcută anterior pe profile constituie de fapt analiza amănunţită a acestei hărţi, încît în cele ce urmează ne vom limita la evidenţierea imaginii de ansamblu oferită de aceasta pe porţiunea precizată.

În partea de sud se remarcă o zonă relativ liniştită a fundamentului şi ridicată (marcată punctat), care copespunde unei părţi din Platforma Poienei Rusce (fig. 2). În cadrul acestei zone de ridicare a fundamentului este plasată şi ramificaţia, care reflectă tot relieful acestuia pe direcţia Nădăjdia-Călan, orientată nord-est-sud-vest corelabilă cu apofiza maximală trasată de autorii hărţii gravimetrice. De asemenea este pusă în evidenţă şi zona de ridicare din sectorul Călan.

Spre nord de zona marcată punctat ,harta structurală evidenţiază coborîrea fundamentului cristalin, observîndu-se o inflexiune a izobatelor, respectiv bombamentul sesizat de toate profilele care trec prin această regiune. Zona de gradient care urmează este datorată faliei majore direcţionale nord-est-sud-vest. Spre nord-est de Călanul Mic şi Băile Călan (nord de linia punctată) se remarcă de asemenea o zonă de gradient accentuat, corelabilă cu zona similară de pe harta gravimetrică şi cu falia majoră amintită mai sus.

Se remarcă similitudinea gradienţilor observaţi pe harta structurală la nord şi nord-est de linia punctată cu reprezentarea din figura 2.

În partea de nord a hărţii se observă o incurbaţie a izoliniilor, sesizîndu-se tendinţa de evidenţiere a unei zone depresionare a fundamentului, corelabilă cu zona de minim Cristur-Jeledinţi de pe harta gravimetrică. Adîncimile calculate scad pe această direcţie de la 1500 m la nord-est de Cristur, pînă la 1074 m, la sud de Jeledinţi, indicînd astfel ridicarea fundamentului de la vest la est.

La limita de sud a hărţii structurale, inflexiunile izoliniilor au tendinţa de a contura zona principală de ridicare, corelabilă cu direcţia preferenţială maximală Cinciş-Ocoliş-Ruşi trasată pe harta gravimetrică.

CONCLUZII

În condiţiile bazinului inferior al Streiului a fost posibilă construirea hărţii reliefului fundamentului cristalin utilizînd procedeul Rainbow.

a) Contrastul de densitate dintre fundamentul cristalin şi cuvertura sedimentară $\Delta\partial = 0{,}35$ g/cm^3 s-a dovedit a fi corespunzător pentru toate profilele, putînd fi deci considerat contrast unic de densitate pentru întreaga regiune.

b) Corectarea anomaliei gravităţii pentru efectul regional s-a dovedit a fi necesară, nu însă şi geometrizarea ei. Alegerea laturei reţelei pătratice $d = 0{,}900$ km pentru calculul efectului regional, prin metoda mediilor mobile a fost valabilă pentru întreaga regiune.

c) Aprecierea adîncimii medii a fundamentului $z_0 = 0{,}900$ km şi implicit a echidistanţei dintre punctele de pe toate profilele s-a dovedit de asemenea justă.

d) Utilizarea a şase valori laterale la stînga şi la dreapta fiecărui punct de pe profil pentru calculul adîncimilor a arătat, ţinînd seama şi

de rezultatele anterioare obținute cu această metodă [3] că atunci cînd z_0 este în jur de 1 km se poate lua $n = 6$.

Alegînd acești parametri s-au obținut rezultate corelabile cu cele cunoscute din lucrări anterioare, dar care sufereau din punct de vedere cantitativ.

Necesitatea existenței a cel puțin două sonde pe un profil în care să se cunoască adîncimea pînă la fundament este importantă în obținerea unor rezultate cît mai apropiate de realitate. Cu cît avem mai multe date de foraj, cu atît gradul de convenționalism al suprafeței de contact determinate scade.

Alegînd parametrii corespunzători, profilele aproximativ ortogonale în raport cu axele anomaliilor, într-o zonă cu contrast net de densitate între fundamentul cristalin și cuvertura sedimentară rezultatele calculelor structurale efectuate prin procedeul Rainbow sînt foarte bune.

În articolul de față s-au prezentat aceste rezultate obținute în bazinul inferior al Streiului în comparație cu datele geologice și gravimetrice cunoscute. Harta structurală obținută aduce argumente cantitative interpretărilor geologice făcute pînă acum în această regiune, dovedind că atunci cînd se realizează posibilitățile de restrîngere a ambiguității, prospecțiunea gravimetrică conduce la imagini ale structurilor geologice destul de apropiate de realitate.

Primit la redacție la 5 iunie 1970.

BIBLIOGRAFIE

1. Gheorghiu, C. et al., *Date noi asupra structurii bazinului inferior al Streiului ca rezultat al cercetărilor geologice și geofizice*, An. Com. Geol. **XXXII**, București (1962).
2. Ionescu F. et al., *Contribuții la cunoașterea fundamentului cristalin din bazinul Streiului pe baza noilor date geofizice și geologice*. As. geol. Carp. -Balc., Congr. al V-lea, 4—19 sept. 1961 Buc., Comunicări științifice, Secț. I, Mineral. Petrograf., vol. II, București (1963).
3. Popovici D. et al., *La détermination par les données gravimétriques de la morphologie du soubassement de la Dépression Pannonienne*. Ass. Geol. Carp.-Balk., VIII-ème Congrès, Belgrade (1967).
4. Rainbow H., *The interpretation of torsion balance data*. World Petroleum Congress, London (1933).

UN EFECT DE RELIEF ÎN PROSPECȚIUNEA MAGNETICĂ

DE

VLAD ROȘCA

Institutul de geofizică aplicată, str. Izvor, nr. 78, București

Problema influenței reliefului în prospecțiunea magnetică a constituit pînă în prezent preocuparea multor cercetători [1], [2], [3], [5], [6], fără a căpăta însă o soluție generală, de felul celei utilizate în gravimetrie, de pildă. Pentru acest motiv în cazul cînd la interpretarea unor date magnetometrice se impune evaluarea modificărilor pe care le introduce relieful în anomalia teoretică produsă de un corp perturbator prezumat sau reducerea datelor de teren la un plan orizontal, se utilizează una sau alta dintre metodele propuse în funcție de particularitățile situației reale pe care interpretatorul o întîlnește. În sensul acesta s-a considerat utilă semnalarea unui efect de relief destul de particular din punct de vedere strict teoretic dar frecvent în țara noastră. Este vorba de modificările care apar în curba teoretică pentru dyke-ul orientat E—V atunci cînd acesta aflorează pe versantul unei văi subsecvente. Problema credem că prezintă interes îndeosebi pentru cartarea intruziunilor de andezite nealterate din regiunea Baia Mare sau M. Apuseni, unde hărțile magnetice sînt utilizate ca elemente auxiliare în conturarea structurilor producătoare de minereuri neferoase.

Efectul de relief la care ne referim apare ca un rezultat a doi factori : înclinarea cîmpului magnetic terestru și prezența rocilor magnetice la zi, unde constituie o suprafață înclinată perturbatoare pe care se efectuează măsurătoarea. Influența conjugată a celor doi factori introduce cîteva particularități pe care le prezentăm sub forma unei modelări.

Modelul ales este acela al unei formațiuni magnetice bidimensionale groase, infinită după axa z (dyke), orientată E—V, care aflorează fie pe versantul sudic, fie pe cel nordic al unei văi subsecvente.

Așa cum se vede din figura 1, pentru obținerea relației de calcul a componentei verticale este suficient să se considere un sistem de referință avînd axele paralelă, respectiv perpendiculară pe versant, și să se scrie relația pentru dyke-ul cu flancuri verticale sau înclinate și să se rotească sistemul de referință astfel încît componenta Z' să devină componentă verticală. O altă modalitate relativ mai comodă de obținere a componen-

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM 8, NR.2, P. 139—144, BUCUREȘTI, 1970

tei verticale este aceea de a o considera ca suma proiecțiilor pe verticală ale componentelor Z' și H', așa cum s-a figurat.

La scrierea relației pentru efectul dyke-ului trebuie să ținem seama evident și de înclinarea cîmpului inductor. După cum se vede din figura 1,

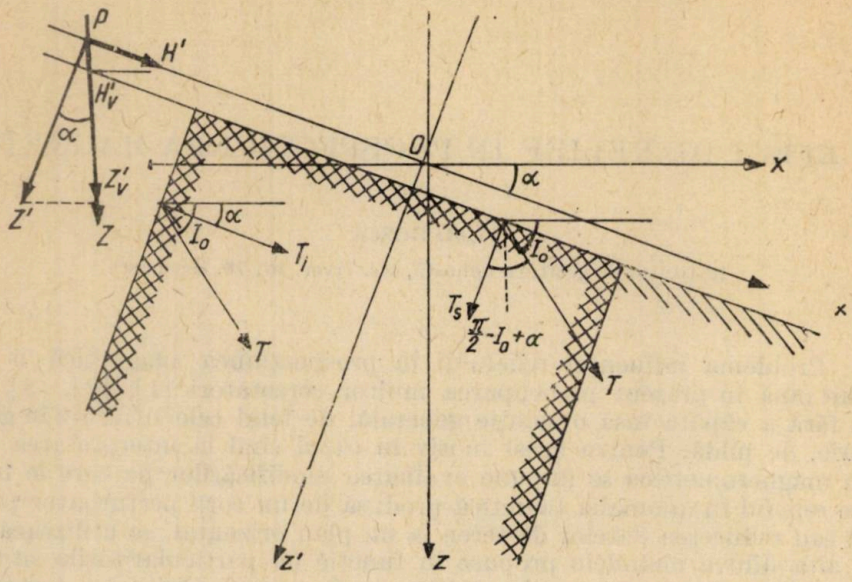


Fig. 1

componenta inductoare variază în funcție de înclinarea suprafeței pentru care se calculează efectul magnetic, conform relațiilor :

$$T_s = T \sin (I_0 - \alpha)$$

$$T_i = T \cos (I_0 - \alpha),$$

unde :

$T_{s,i}$ — componenta inductoare,
T — cîmpul geomagnetic total,
I_0 — înclinarea cîmpului geomagnetic,
α panta suprafeței solului.

Ținînd seamă de elementele de mai sus, pentru componenta magnetică verticală a feței superioare a dyke-ului se obține următoarea expresie (nu dăm demonstrația întrucît relația se obține prin adaptarea unor expresii clasice [4], [5]) :

$$Z_s = T \sin (I_0 - \alpha) \left[2 \cos \alpha \operatorname{arc\,tg} \frac{2ab}{x'^2 + a^2 - b^2} - \sin \alpha \ln \frac{a^2 + (x' + b)^2}{a^2 + (x' - b)^2} \right].$$

Fețelor laterale datorită inversării rolului componentelor verticală și orizontală, le revine expresia :

$$Z_i = - T \cos (I_0 - \alpha) \left[\cos \alpha \ln \frac{(x' + b)^2 + a^2}{(x' - b)^2 + a^2} + 2 \sin \alpha \operatorname{arc\,tg} \frac{2ab}{x'^2 + a^2 - b^2} \right]$$

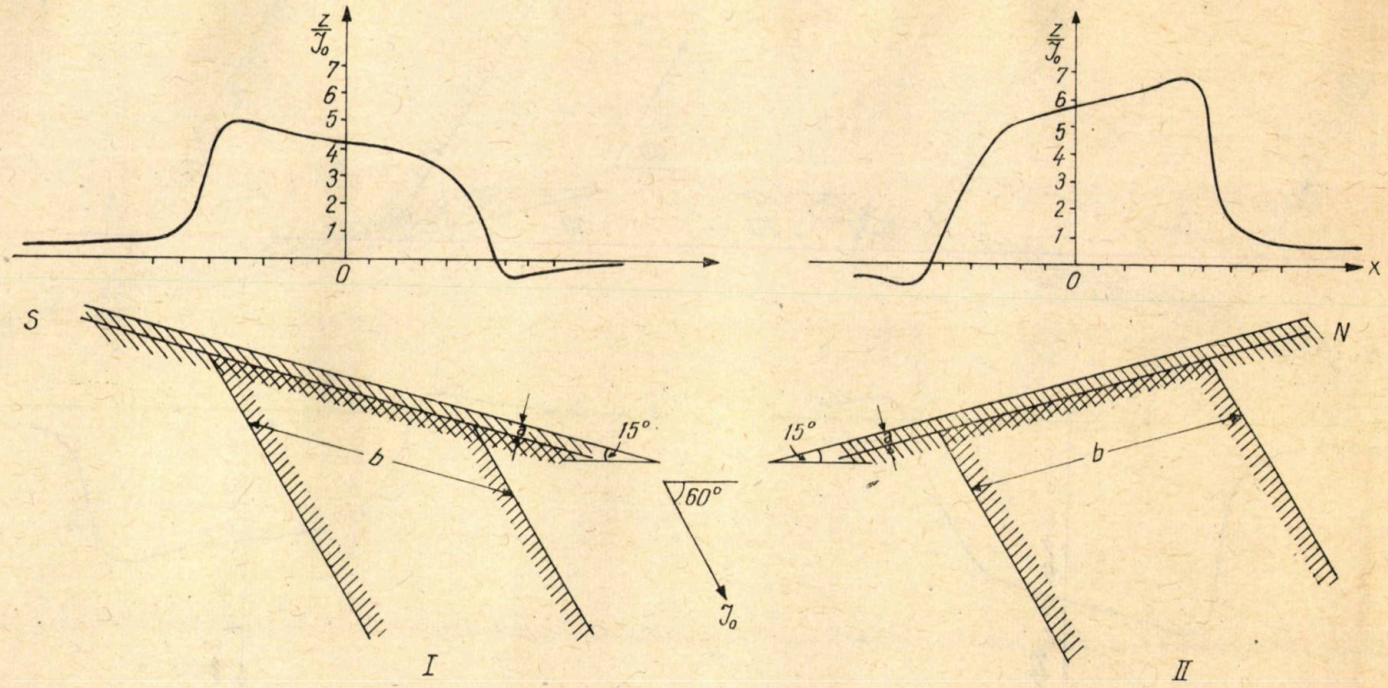


Fig. 2

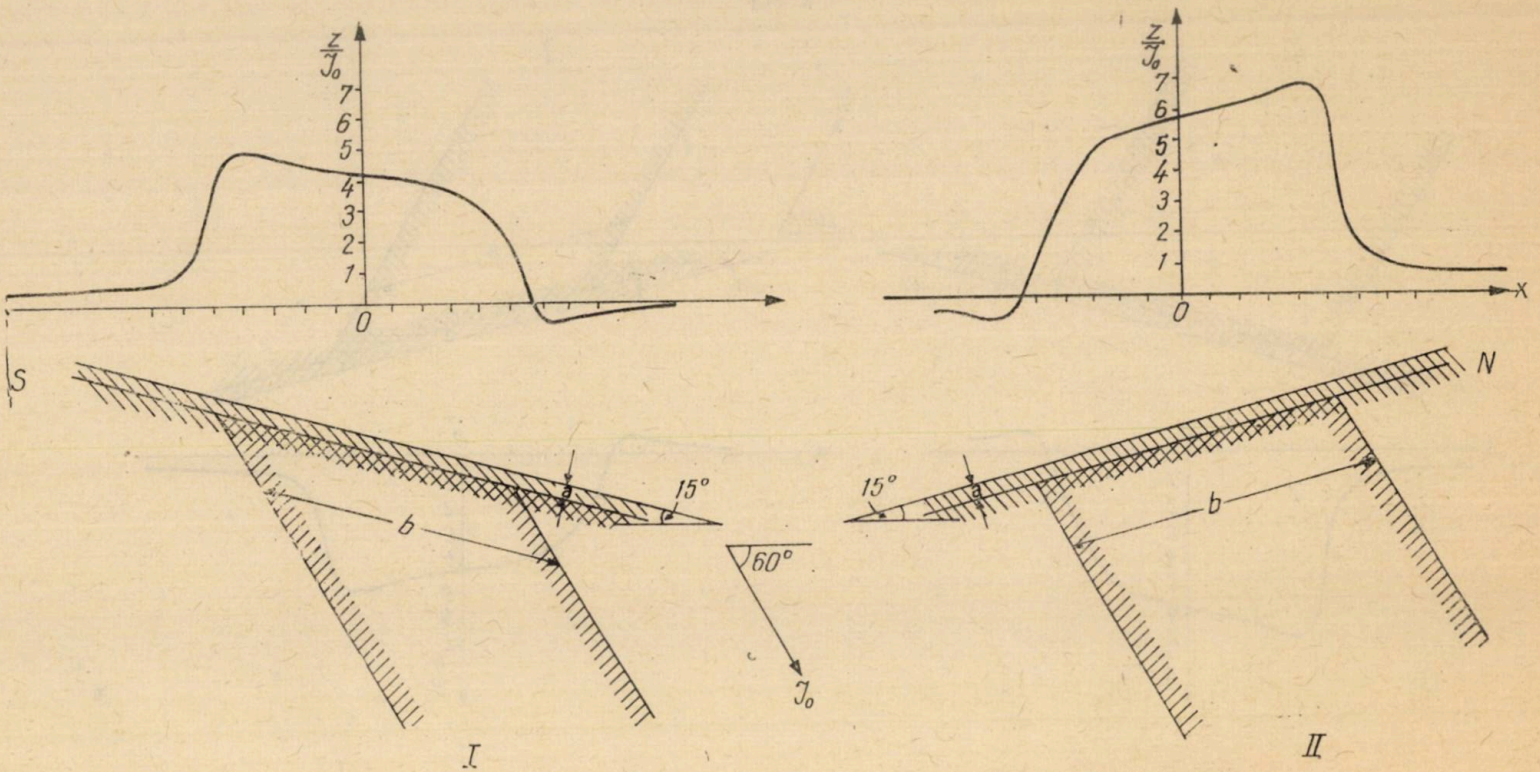


Fig. 3

sau sub o formă însumată :

$$Z = T\left[2 \sin (I_0 - 2\alpha) \operatorname{arc\,tg} \frac{2ab}{x'^2 + a^2 - b^2} - \cos(I_0 - 2\alpha) \ln \frac{(x' + b)^2 + a^2}{(x' - b)^2 + a^2}\right].$$

Evident este preferabil însă să păstrăm expresiile separate pentru fața superioară și flancuri, dat fiind faptul că expresia însumată este utilizabilă numai în cazul flancurilor perpendiculare la suprafață.

Pentru ilustrarea efectului la care ne referim, s-au ales două cazuri particulare din punctul de vedere al înclinării flancurilor, cazuri care dau o imagine a modificărilor care intervin în curba modelată, în funcție de această înclinare.

Raportul dintre grosimea dyke-ului și distanța plan de măsură — față superioară, s-a ales 25, corespunzător dimensiunilor obișnuite acestor formațiuni din eruptivul neogen și grosimii solului în regiunile corespunzătoare. Panta suprafeței s-a luat 15° considerată de asemenea tipică pentru eruptivul din țara noastră. Modelarea s-a rezumat numai la calculul componentei verticale ΔZ, aceasta intervenind aproape exclusiv în prospecțiunea magnetică minieră.

Curbele obținute (fig. 2, 3) pun în evidență atît efectul înclinării (inclusiv al sensului acestei înclinări) pe care o prezintă suprafața de măsură constituită din roci magnetice, cît și al flancurilor dyke-ului. Curbele din figura 2 pentru care efectul flancului a fost exclus alegîndu-se înclinarea lor egală cu aceea a cîmpului geomagnetic, ne indică influența sensului de înclinare a versantului. Observăm că numai efectul de amplasare pe versantul nordic introduce o mărire a maximului anomaliei în raport cu acela corespunzător versantului sudic, de 4 : 3. Același raport se păstrează și în cazul dyke-ului cu flancuri verticale, curba modificîndu-se însă conform efectului flancurilor. Mai trebuie să menționăm că diferențierea se accentuează odată ciu mărirea pantei terenului, așa cum o indică coeficientul sinusoidal al cîmpului inductor din relațiile de mai sus. În ceea ce privește înclinarea flancurilor dyke-ului care aflorează pe un versant, vedem, că aceasta modifică substanțial efectul versantului (fig. 3). Astfel înclinarea sudică a flancurilor dyke-ului (fig. 3 I) aduce inversarea raportului maximelor anomaliilor, raportul versant nordic — versant sudic fiind de data aceasta 2 : 3, cu apariția unui caracter dipolar foarte pronunțat în cazul versantului sudic.

Putem conchide așadar că în cartarea magnetică a unor formațiuni bidimensionale în relief accidentat, chiar numai calitativ, curbele obținute ne pot furniza indicații asupra înclinării flancurilor ca și în cazurile clasice, cu condiția să ținem seama de direcția și sensul de înclinare a versantului pe care a fost observată anomalia aferentă formațiunii. În ceea ce privește interpretările cantitative sub formă de problemă directă, acestea de asemenea trebuie să facă uz de considerații asemănătoare celor de mai sus.

Notă. Autorul este îndatorat tov. ing. Mathias Roth care i-a pus la dispoziție referatul intitulat : „Influența reliefului topografic în determinările magnetice terestre și aeriene" mijlocindu-i astfel o informare concisă asupra unei bibliografii cuprinzătoare.

Primit la redacție la 20 ianuarie 1970.

BIBLIOGRAFIE

1. Акопян, Т. Г., *Влияние рельефа местности на поле Z_a в связи с характером намагничения эффузивных пород.* Докл. АН Армянской ССР, вып., **XXI**, *3*, (1955).
2. Allingham, J. W., *Low-amplitude aeromagnetic anomalies in Southeastern Missouri.* Geophysics, **24**, *4* (1964).
3. Андреев, В. А., *Расчеты пространственного распределения потенциальных полей и их использование в разведочной геофизике.* Изв. АН СССР, сер. геофиз., *1* (1954).
4. Constantinescu L., *Curs de geomagnetism şi prospecţiuni magnetice.* Edit. didactică şi pedogogică, Bucureşti, 1961.
5. Логачев, А. А., *Курс магниторазведки.* Гл. V, § 43, *50*, Гостоптехиздат (1962).
6. Миков, В. Д. *Влияние рельефа местности на результаты магнитной съемки и разработка методов интерпретации магнитных аномалий.* Инст. геол. и геофиз., Новосибирск, вып., *1* (1960).

MECANISMUL ÎN FOCAR PENTRU TREI CUTREMURE VRÎNCENE

DE

C. RADU

Institutul de geofizică aplicată, str. Izvor nr. 78, București

INTRODUCERE

Cutremurele carpatice din regiunea Vrancea — cea mai activă regiune seismică din România — au fost studiate sub diferite aspecte de către seismologii români. O atenție deosebită a fost acordată caracterului proceselor tectonice în focar prin analiza soluției planului de falie și a stării de tensiuni [1], [2].

În nota de față se prezintă rezultatele cercetării asupra soluției planului de falie și a stării de tensiuni în focarul a trei cutremure vrîncene (2 cutremure intermediare + 1 cutremur normal).

METODICA ȘI MATERIALUL DE OBSERVAȚIE

Pentru rezolvarea problemei s-a folosit aceiași metodă ca în lucrările noastre anterioare adică, metoda lui Byerly — cu dezvoltările făcute de Honda [3] și Ritsema [4] — care se bazează pe semnul primei deplasări în unda P la diferite stații seismice (comprimare-C sau dilatare-D). Au fost determinate poziția planelor nodale (a, b) poziția planului de acțiune (c) și componentele principale ale tensiunilor (P, T).

Datele de observație și calcul necesare rezolvării problemei sînt prezentate în tabelele 1 și 2. Informațiile privind semnul deplasării în unda P au fost luate din BCIS, ISS, buletine seismice și chestionare speciale. Valorile i_h au fost obținute pe baza tablelor lui Hodgson [5] pentru adîncimea h corespunzătoare focarului.

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM 8, NR. 2, P. 145–149, BUCUREȘTI, 1970

Tabela 1

Cutremurul din 1938 VII 13, H = 20 : 15 : 17

Nr. crt.	Staţia	Δ°	α°	i_h°	C sau D
1	Bucureşti	1,4	198	−46,2	D
2	Belgrad	4,5	262	82,9	C
3	Keoskemet	5,1	286	85,8	D
4	Stuttgart	12,4	291	+74,3	D
5	Copenhaga	13,5	323	72,5	C
6	Ksara	13,8	146	71,9	D
7	Pulkovo	14,3	7	71,1	D
8	Kew	18,8	298	51,3	D

Tabela 2

Nr. crt.	Staţia	1965 I 10, H = 02 : 52 : 24				1965 V 11, H = 22 : 36 : 01			
		Δ°	α°	i_h°	C sau D	Δ°	α°	i_h°	C sau D
1	Vrîncioaia	0,10	103,0	−05,0	C	0,14	305,0	−09,0	C
2	Focşani	0,42	117,0	20,5	C	0,22	118,0	18,0	C
3	Bacău	0,81	16,5	28,3	C	0,78	0,0	35,7	D
4	Cîmpulung	1,22	245,0	41,5	C	1,40	249,0	69,0	C
5	Bucureşti	1,42	195,0	55,3	C	1,49	203,0	74,5	C
6	Iaşi	1,53	27,0	61,4	D				
7	Timişoara	3,7	270,0	84,2	D				
8	Lvov	4,4	337,4	87,6	D				
9	Niedzica	5,0	304,9	89,7	D				
10	Istanbul	5,0	158,1	89,7	C				
11	Simferopol	5,3	~90,0	+89,3	D	5,1	93,0	+84,8	D
12	Şroborova	6,0	290,9	86,8	D				
13	Cracovia	6,5	318,9	85,5	D	6,7	318,2	81,4	C
14	Viena	7,4	293,4	83,1	D				
15	Zagreb	7,4	270,0	83,1	D				
16	Kastamonu					7,5	137,4	80,4	C
17	Pruhonice	9,1	301,3	79,2	D	9,3	299,8	76,6	(D)
18	Praga	9,4	301,6	79,1	D				
19	Soci	9,6	98,2	78,9	D				
20	Iena	11,2	302,6	75,3	D				
21	Collmberg	10,6	306,3	76,3	D	10,7	306,0	74,2	(D)
22	Stuttgart	12,2	290,0	73,5	D				
23	Messteteen	12,3	287,3	73,3	C				
24	Copenhaga	13,3	322,9	71,6	C				
25	Pulkovo	14,2	7,7	70,0	D				
26	Mahacikala	15,2	89,4	68,2	D				
27	Dourbes	15,3	294,0	68,1	C				
28	Ierusalim	15,5	151,5	67,7	D				
29	Kajaani	18,2	1,6	55,7	C				
30	Sodanchila	21,6	0,4	46,7	C				
31	Apatiti	22,1	6,9	46,2	C	22,1	6,6	44,2	C
32	Sverdlovsk	23,7	50,0	44,7	D	23,5	50,5	43,8	D
33	Taşkent	31,0	83,0	41,8	C				
34	Alma-Ata 2	35,8	75,5	38,5	C				
35	Iakutsk	56,3	33,5	31,6	C				
36	Frabisher Bay					52,4	326,0	32,4	D
37	Lhasa	52,1	84,5	33,3	C				
38	Strasbourg	13,3	290,8	71,6	C				
39	Erevan	14,2	73,3	70,0	D				
40	Goris	15,8	73,8	67,0	D				
41	Kizil-Arvat	22,8	82,5	45,5	D				
42	Talgar	35,8	75,5	38,5	C				

EXAMINAREA REZULTATELOR

Rezultatele studiului pot fi urmărite pe diagramele mecanism din figurile 1—3 și tabela 3.

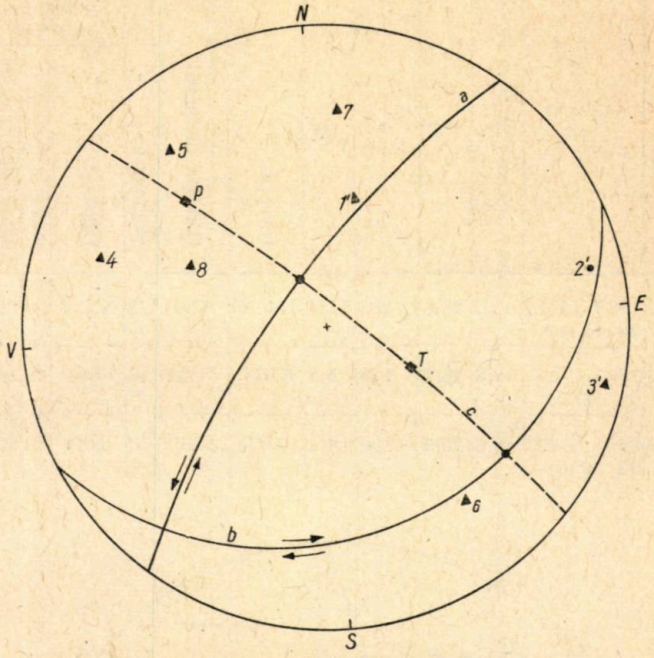


Fig. 1. — Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1938 VII 13; H=20; 15:17; φ = 45°,7 N; λ = = 26°,8 E; h = 163 km; M = 5 1/4.

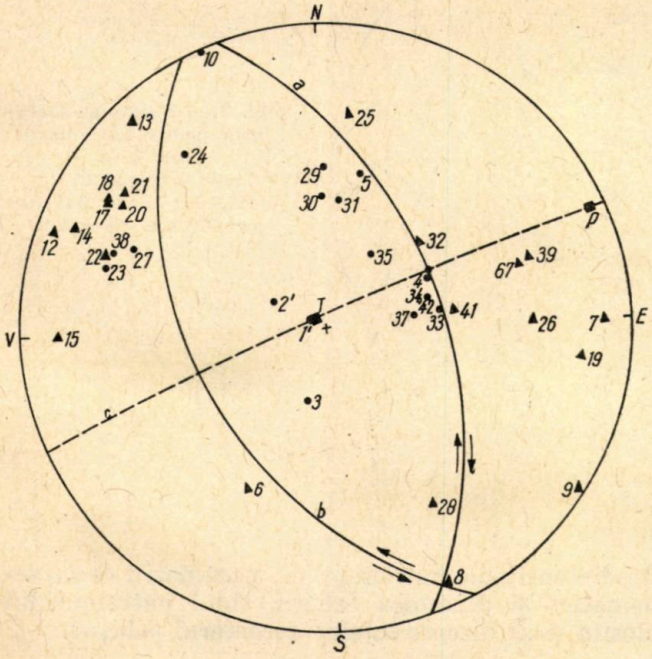


Fig. 2. — Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1965 I 10, H=02:52:24; φ= 45°,8; λ = 26°,6 E; h = 128 km; M = 5,3.

Tabela

Numărul	Cutremurul					Planul *a*						Planul *b*					
	Data și ora	φ°N	λ°E	*h* Km	*M*	Direcția	Direcția înclinării	Înclinarea	Vectorul de mișcare: Direcția	Direcția înclinării	Unghiul de alunecare	Direcția	Direcția înclinării	Înclinarea	Vectorul de mișcare: Direcția	Înclinarea	Unghiul de alunecare
1	1938 VII13 20 :15 :17	45,7	26,8	163	5 1/4	N40°E	N50V	72	N24V	70	82	N65E	S25E	20	S51E	18	62
2	1965 I 10 02 :52 :24	45,8	26,8	128	5,3	N18V	N72E	48	S63V	48	84	N27V	S63V	42	N72E	42	84
3	1965 V 11 22 :36 :01	45,8	26,9	~100	4,4	N4E	N86V	70	N8V	30	32	N82E	S8E	60	S86E	20	23

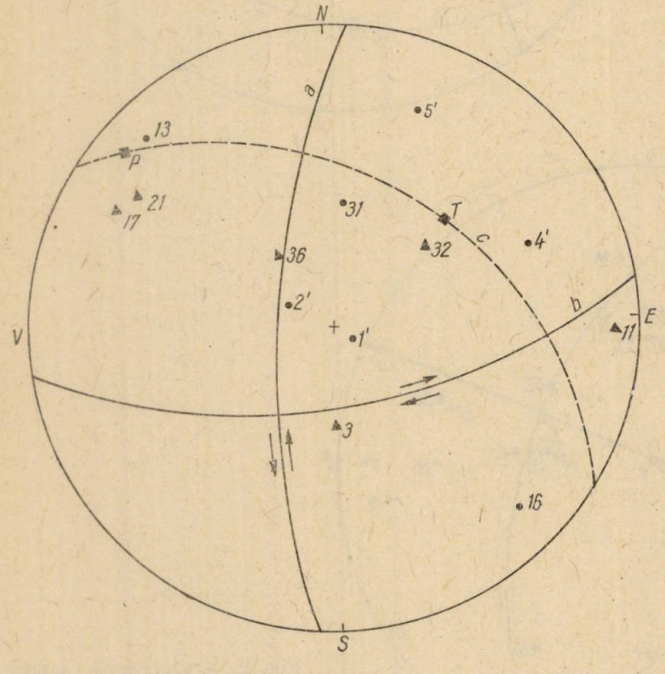


Fig. 3. — Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1965 V 11, H = 22 :36 :01 ; φ = =45°,8 N ; λ = 26°,9 E ; h ≈ ≈ 100 km ; M = 4.4.

În tabela 3 sînt date dimensiunile cutremurelor, parametrii ce caracterizează geometria, cinematica și dinamica falierii, tipul cutremurului numărul observațiilor folosite și al discordanțelor caracterul soluției.

3

Sensul mişcării		Plan de acţiune c			Vectorul nul		Sistemul tensiunilor				Tipul cutremurului	Numărul observaţiilor	Numărul discordanţelor	Observaţii
							P		T					
Dextral	Sinistral	Direcţia	Direcţia înclinării	Înclinarea	Direcţia	Înclinarea	Direcţia	Înclinarea	Direcţia	Înclinarea				
b	*a*	N48V	N42E	82	S42V	8	N44V	27	S60E	58	V_p	8	0	Soluţie probabilă
a	*b*	N68E	N22V	86	S22E	4	N68E	3	N58V	85	V_p	40	4	
b	*a*	N57V	N33E	38	S33V	52	N48V	8	N48E	36	H_p	13	0	

Analiza soluţiilor obţinute confirmă concluziile cercetărilor anterioare [2] privind mecanismul cutremurelor de la curbura Carpaţilor, dintre care amintim că pentru cutremurele adînci ($h > 100$ km) predomină tipul V_p — faliere inversă — iar pentru cele de adîncime normală ($h < 100$ km) predomină tipul V_t — faliere normală.

Elementele soluţiei planului de faliere şi starea de tensiuni obţinute pentru aceste cutremure contribuie la completarea castologului de cutremure europene pentru care s-a studiat mecanismul precum şi la rezolvarea unor probleme legate de seismotectonica regiunii Vrancea.

Primit la redacţie la 9 mai 1970.

BIBLIOGRAFIE

1. Constantinescu, D. Enescu, *Fault-plane solutions for some Romanian earthquakes and their seismotectonic implications.* J. Geophys. Res., **69**, *4*, 667—674 (1964).
2. C. Radu, G. Purcaru, *Considerations upon intermediate earthquake — generating stress systemes in Vrancea.* B.S.S.A., **54**, *1*, 79—85 (1964).
3. H. Honda, *The mechanism of the earthquakes.* Publication of the Dominion Observatory, Ottawa, **XX**, *2* (A Symposium), 1957.
4. A. R. Ritsema, *Earthquake-generating stress systemes in Southeast Asia.* B.S.S.A., **47**, *3*, 267—276 (1957).
5. J. H. Hodgson, R. S. Storey, *Tables extending Byerly's fault-plane techniques to earthquakes of any focal depth.* B.S.S.A. **43**,*1*, 49—62 (1953).

MODELE ANALOGICE ELECTRONICE ALE PROCESULUI DE EXPLOZIE ÎN ROCI

DE

D. ENESCU şi I. CÎNDEA

Institutul de geofizică aplicată, str. Izvor nr. 78, Bucureşti

INTRODUCERE

În anul 1942 cunoscutul geofizician J.A. Sharpe arăta într-una din lucrările sale [1] că mecanismul generării undelor elastice prin explozie este procesul cel mai puţin cunoscut dintre cele trei procese fizice implicate în prospecţiunea seismică : generarea, propagarea şi înregistrarea undelor elastice. Probabil, acest lucru l-a determinat pe Sharpe să aducă una din din cele mai remarcabile contribuţii la problema cunoaşterii mecanismului generării undelor seismice cu ajutorul exploziei.

Deşi din 1942 pînă în prezent s-au scris multe lucrări avînd ca temă producerea undelor seismice cu ajutorul exploziei, afirmaţia lui Sharpe privind cunoaşterea insuficientă a mecanismului acestui fenomen rămîne în mare parte valabilă.

După cum se ştie, una din căile de cercetare a fenomenelor fizice este reprezentată de aceea a modelării electrice sau electronice a proceselor respective. Pentru modelarea procesului de explozie am plecat de la lucrarea [1], cu toate că ea este relativ veche. Nu putem afirma însă că ea este învechită, întrucît multe din cercetările recente au la bază rezultatele obţinute de Sharpe în lucrarea [1], lucrare considerată de marea majoritate a seismicienilor ca fiind fundamentală.

Problema rezolvată de Sharpe a constat în determinarea răspunsului mediului la o presiune $p\,(t)$ a exploziei, uniform distribuită pe suprafaţa interioară a unei cavităţi sferice de rază a, aflată într-un mediu infinit, omogen şi perfect elastic, caracterizat de densitatea ρ şi de raportul $K = V_p/V_s = \sqrt{3}$ (V_p — viteza undelor longitudinale ; V_s — viteza undelor transversale). Întrucît presiunea $p(t)$ aplicată în sursă posedă simetrie sferică, explozia studiată în lucrarea [1] este o sursă generatoare numai de unde longitudinale.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM 8, NR. 2, P. 151–168, BUCUREŞTI, 1970

Plecînd de la ecuaţia undelor longitudinale şi considerînd că presiunea $p(t)$ are forma $p(t) = p_0 e^{-\alpha t}$, Sharpe a izbutit să obţină o expresie integrală — relaţia (9) din lucrarea [1] — pentru potenţialul Φ al deplasării în unda longitudinală. În urma integrării acesteia şi după efectuarea unor alte prelucrări, a obţinut relaţia care exprimă răspunsul mediului [deplasarea $u(t)$] la o presiune $p(t) = p_0$ aplicată în sursă. Folosind integrala de convoluţie Duhamel, Sharpe a determinat răspunsul mediului pentru mai multe funcţii $p(t)$.

În lucrarea de faţă, după ce se face o generalizare a soluţiei dată de Sharpe, se precizează elementele modelului matematic al exploziei generatoare de unde longitudinale şi se calculează şi proiectează trei modele analogice electronice corespunzătoare acestui proces.

MODELUL MATEMATIC

Cu toate calităţile soluţiei dată de Sharpe, ea nu reprezintă decît un caz particular, fiind valabilă numai pentru roci caracterizate de raportul $K = V_p/V_s = \sqrt{3}$. Este adevărat că pentru o mare parte a rocilor, acest raport este foarte apropiat de $\sqrt{3}$. Există însă suficient de multe cazuri pentru care raportul K diferă mult de $\sqrt{3}$. De aceea, înainte de a calcula şi proiecta modelele prezentate în această lucrare, am generalizat soluţia lui Sharpe pentru $\sqrt{2} < K < \infty$.

Pentru $K = V_P/V_S$ cuprins în domeniul $\sqrt{2} \div \infty$, rezultă, în urma calculelor făcute de noi, următoarea relaţie pentru potenţialul Φ al deplasării în unda longitudinală:

$$\Phi = \frac{jap_0}{2\pi\rho r}\int_{-\infty}^{+\infty} \times \tag{1}$$

$$\times \frac{e^{-jn\tau}\,dn}{(n+j\alpha)\left[n+\left(\frac{2j\mu}{a\rho V_P}+\sqrt{\frac{4\mu}{a^2\rho}-\frac{4\mu^2}{a^2\rho^2 V_P^2}}\right)\right]\left[n+\left(\frac{2j\mu}{a\rho V_P}-\sqrt{\frac{4\mu}{a^2\rho}-\frac{4\mu^2}{a^2\rho^2 V_P^2}}\right)\right]},$$

în care:

a — raza cavităţii sferice (fig. 1);

r — distanţa de la centrul sursei pînă la un punct oarecare M din mediu (fig. 1);

ρ — densitatea mediului; μ — modulul de forfecare al mediului ($\mu = \rho V_s^2$);

n — frecvenţa ciclică;

$$p(t) = p_0 e^{-\alpha t}; \quad \tau = t - \frac{r-a}{V_p}; \quad j = \sqrt{-1}; \quad t = \text{timpul.}$$

Aplicînd teorema reziduurilor la rezolvarea integralei (1) și trecînd la limită pentru $\alpha \to 0$, se obține :

$$\Phi = \frac{ap_0}{\rho r \omega_0^2}\left\{-1 + e^{-h\tau}\left[\cos(\omega_0'\tau) + \frac{h}{\omega_0'}\sin(\omega_0'\tau)\right]\right\}, \tag{2}$$

unde

$$\omega_0 = \frac{2V_S}{a}; \quad h = \frac{2V_S^2}{aV_P} = \frac{V_s}{V_P}\omega_0; \quad \omega_0' = \sqrt{\omega_0^2 - h^2}. \tag{3}$$

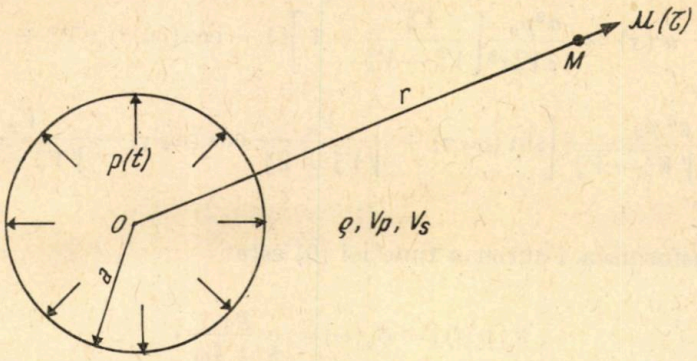


Fig. 1

Mărimea ω_0 reprezintă frecvența proprie a sursei, h este coeficientul de amortizare al sursei și ω_0' frecvența predominantă a oscilațiilor generate.

Se deduce simplu că

$$\frac{h}{\omega_0'}\sin(\omega_0'\tau) + \cos(\omega_0'\tau) = \frac{V_P}{\sqrt{V_P^2 - V_S^2}}\sin\left[\omega_0'\tau + \operatorname{arc\,tg}\left(\frac{\sqrt{V_P^2 - V_S^2}}{V_S}\right)\right]. \tag{4}$$

Derivînd expresia (2) în raport cu distanța r și ținînd seama de (4), se obține relația care exprimă deplasarea în unda longitudinală :

$$U(\tau) = \frac{\partial\Phi}{\partial r} =$$

$$= \frac{ap_0}{4\rho V_S^2}\left\{\left(\frac{a}{r}\right)^2 - \left(\frac{a}{r}\right)^2 \frac{V_p}{\sqrt{V_P^2 - V_S^2}} e^{-h\tau}\sin\left[\omega_0'\tau + \operatorname{arc\,tg}\left(\frac{\sqrt{V_p^2 - V_s^2}}{V_S}\right)\right] + \right.$$

$$\left. + \frac{2aV_S}{r\sqrt{V_P^2 - V_S^2}} e^{-h\tau}\sin\omega_0'\tau\right\} \text{ pentru } \tau \geqslant 0 \text{ și } U(\tau) = 0 \text{ pentru } \tau < 0. \tag{5}$$

Deplasarea $U(\tau)$ exprimată de relaţia (5) reprezintă răspunsul mediului la o presiune $p\,(t)$ aplicată în sursă, presiune de forma $p\,(t) = p_0$ (funcţia treaptă). Pentru $K = \sqrt{3}$, relaţia (5) se reduce la relaţia (12) din lucrarea [1].

Una din formele funcţiei presiune $p\,(t)$ apropiate de forma reală este

$$p\,(t) = p_0 e^{-ht}. \tag{6}$$

Aplicînd în sursă presiunea $p\,(t)$ exprimată de relaţia (6), răspunsul mediului va fi reprezentat de funcţia ce rezultă din convoluţia funcţiilor (5) şi (6). Calculînd această convoluţie am obţinut următoarea expresie a deplasării :

$$u\,(\tau) = \frac{a^3 p_0}{4\rho V_S^2 r^2}\left[\frac{V_S^2}{V_P^2 - V_S^2} + 1\right][1 - \cos(\omega_0' \tau)]e^{-h\tau} +$$

$$+ \frac{a^2 p_0}{2\rho V_S r\sqrt{V_P^2 - V_S^2}}\left[\sin(\omega_0' \tau) + \frac{V_S}{\sqrt{V_P^2 - V_S^2}}\cos(\omega_0' \tau) - \frac{V_S}{\sqrt{V_P^2 - V_S^2}}\right]e^{-h\tau}. \tag{7}$$

Transformata Fourier a funcţiei (6) este

$$\mathfrak{F}[p\,(t)] = S_p(\omega) = \frac{p_0}{h + j\omega}. \tag{8}$$

Ţinînd seama de scopul acestei lucrări, putem neglija decalajul în timp $\Delta t = \frac{r - a}{V_P}$. În acest caz, transformata Fourier a funcţiei $u\,(t)$ este

$$\mathfrak{F}[u\,(t)] = S_u(\omega) = \frac{a^3 p_0}{4\rho V_S^2 r^2}\left(\frac{V_S^2}{V_P^2 - V_S^2} + 1\right)\left(\frac{1}{h + j\omega} - \frac{h + j\omega}{(h + j\omega)^2 + (\omega_0')^2}\right) +$$

$$+ \frac{a^2 p_0}{2\rho V_S r\sqrt{V_P^2 - V_S^2}}\left[\frac{\omega_0'}{(h + j\omega)^2 + (\omega_0')^2} + \frac{h(h + j\omega)}{\omega_0'(h + j\omega)^2 + (\omega_0')^3} - \frac{h}{\omega_0'(h + j\omega)}\right]. \tag{9}$$

Raportul celor două transformate Fourier reprezintă funcţia de transfer a sursei în domeniul frecvenţei. După cîteva calcule simple se obţine următoarea expresie a acestei funcţii de transfer :

$$Q\,(\omega) = \frac{S_{u1}(\omega) + S_{u2}(\omega)}{S_p(\omega)} = \frac{\frac{V_S}{a} j\omega}{\omega_0^2 - \omega^2 + 2j\omega h} + \frac{q\omega_0^2}{\omega_0^2 - \omega^2 + 2j\omega h}, \tag{10}$$

în care :

$$S_{u1}(\omega) + S_{u2}(\omega) = S_u(\omega); \quad u_1(t) + u_2(t) = u(t);$$

$$S_P(\omega) = \frac{a^2}{\rho r V_P V_S} S_p(\omega); \quad P(t) = \frac{a^2}{\rho r V_P V_S} p(t); \tag{11}$$

$$q = 0{,}25kK; \quad k = \frac{a}{r}; \quad K = \frac{V_P}{V_S}.$$

Relaţia (10) mai poate fi scrisă şi sub forma :

$$Q(\omega) = Q_1(\omega) + Q_2(\omega), \tag{12}$$

unde

$$Q_1(\omega) = \frac{S_{u1}(\omega)}{S_P(\omega)} = \frac{\frac{V_S}{a} j\omega}{\omega_0^2 - \omega^2 + 2j\omega h}; \tag{13}$$

$$Q_2(\omega) = \frac{S_{u2}(\omega)}{S_P(\omega)} = \frac{q\,\omega_0^2}{\omega_0^2 - \omega^2 + 2j\omega h}. \tag{14}$$

Relaţiile (13) şi (14) exprimă funcţiile de transfer a două filtre, pentru care se deduce simplu forma ecuaţiilor lor diferenţiale. Astfel, filtrului caracterizat de funcţia de transfer (13) îi corespunde ecuaţia diferenţială

$$\frac{d^2u_1}{dt^2} + 2h\frac{du_1}{dt} + \omega_0^2 u_1(t) = \frac{V_S}{a}\frac{dP}{dt}, \tag{15}$$

iar celuilalt, ecuaţia

$$\frac{d^2u_2}{dt^2} + 2h\frac{du_2}{dt} + \omega_0^2 u_2(t) = q\omega_0^2 P(t). \tag{16}$$

Pe baza relaţiilor (6)—(16), care exprimă sub o formă sau alta modelul matemtic al sursei analizate, au fost calculate şi proiectate modelele electronice prezentate mai jos.

MODELE ANALOGICE ELECTRONICE

O primă modelare a procesului de explozie poate fi făcută folosind circuite electrice. În vederea atenuării influenţei reciproce dintre circuitele electrice, am folosit circuite separatoare cu tranzistoare. De aceea, am inclus şi acest model în categoria celor electronice.

Funcția $P(t) = P_0 \mathrm{e}^{-ht}$ poate fi modelată, după cum se știe, cu ajutorul unui circuit RC (fig. 2), la intrarea căruia se aplică tensiunea constantă P_0, iar la ieșire se obține funcția

$$P(t) = P_0 e^{-\frac{t}{\theta}} \tag{17}$$

unde

$$\theta = R_1 C_1 = \frac{1}{h} = \frac{aV_P}{2V_S^2}. \tag{18}$$

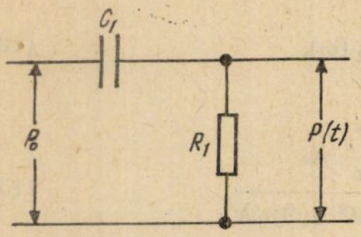


Fig. 2

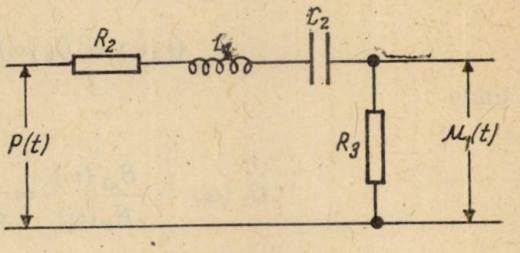


Fig. 3

Să considerăm circuitul electric din figura 3. Ecuația diferențială care descrie funcționarea acestui circuit are forma :

$$\frac{\mathrm{d}^2 u_1}{\mathrm{d}t^2} + \frac{R_2 + R_3}{L_1} \frac{\mathrm{d}u_1}{\mathrm{d}t} + \frac{1}{L_1 C_2} u_1(t) = \frac{R_3}{L_1} \frac{\mathrm{d}P}{\mathrm{d}t}. \tag{19}$$

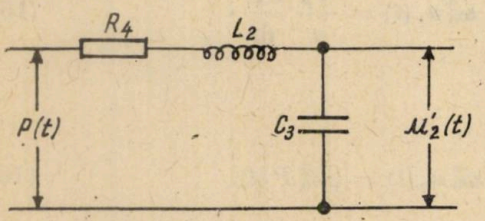


Fig. 4

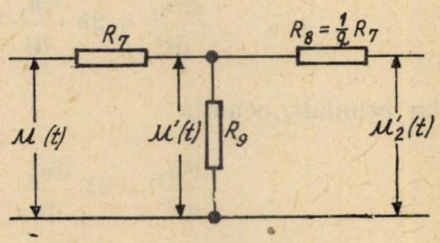


Fig. 5

Comparînd ecuația (19) cu (15), observăm că se pot face următoarele analogii :

$$h = \frac{2V_S^2}{aV_P} = \frac{R_2 + R_3}{2L_1}; \quad \omega_0^2 = \frac{4V_S^2}{a^2} = \frac{1}{L_1 C_2}; \frac{V_S}{a} = \frac{R_3}{L_1}. \tag{20}$$

Prin urmare, procesul fizic real descris de funcția de transfer (13) sau de ecuația diferențială (15) poate fi modelat cu ajutorul unui filtru electric de rezonanță (fig. 3).

În mod asemănător se poate arăta că procesul fizic real descris de funcția de transfer (14) sau de ecuația diferențială (16), poate fi modelat cu ajutorul unui filtru electric LC taie-sus (fig. 4). Ecuația diferențială a acestui filtru are, după cum se știe, următoarea formă :

$$\frac{d^2 u_2'}{dt^2} + \frac{R_4}{L_2}\frac{du_2'}{dt} + \frac{1}{C_3 L_2} u_2'(t) = \frac{1}{C_3 L_2} P(t). \tag{21}$$

Din compararea ecuației (21) cu (16) se pot face următoarele analogii :

$$h = \frac{2V_s^2}{aV_P} = \frac{R_4}{2L_2}; \quad \omega_0^2 = \frac{4V_s^2}{a^2} = \frac{1}{L_2 C_3}; u_2' = \frac{u_2}{q}. \tag{22}$$

Întrucît funcția de transfer $Q(\omega)$ a procesului de explozie este dată de suma funcțiilor $Q_1(\omega)$ și $Q_2(\omega)$, rezultă că cele două filtre descrise mai sus trebuie legate în paralel.

Pentru însumarea celor două tensiuni se folosește un circuit de tipul celui schițat în figura 5. După un calcul simplu rezultă

$$u'(t) = m\,[u_1(t) + qu_2'(t)] = m\,[u_1(t) + u_2(t)] = mu(t), \tag{23}$$

unde

$$m = \frac{R_9}{R_7 + (1+q)R_9}. \tag{24}$$

În figura 6 este prezentată schița modelului descris mai sus. Circuitele cu tranzistoarele T_1, T_2, T_3 au rolul de a atenua influențele reciproce dintre diferitele circuite electrice ale modelului.

Nu intrăm în amănunte legate de circuitele separatoare, întrucît acestea sînt date în diferite tratate de electronică [2]. Amintim numai că un circuit separator cu tranzistor, denumit și etaj repetor pe emiter, are rezistență de intrare mare și rezistență de ieșire mică, amplifică curentul și nu are amplificare de tensiune dacă se respectă anumite condiții.

La calcularea parametrilor electrici ai modelului a trebuit să ținem seama de mai multe condiții. Valorile atribuite diferiților parametri electrici (rezistențe, capacități, inductanțe) trebuie să ocupe o gamă cît mai mare pentru ca simularea procesului real să poată fi făcută pentru o cît mai largă gamă a valorilor ce le pot avea parametrii mediului și ai exploziei. Respectarea acestei condiții, fundamentală de altfel, este într-o oarecare măsură limitată de necesitatea atribuirii de valori (pentru parametrii electrici) care să facă posibilă proiectarea unui model realizabil practic. Trebuie să se țină seama totodată și de faptul că droselele au o rezistență și o capacitate proprie.

Parametrii electrici ai elementelor din figura 6 au fost calculați cu ajutorul formulelor ce rezultă din relațiile de mai sus.

Astfel, pentru calculul circuitului care simulează funcţia $P(t) = P_0 e^{-ht}$ am procedat în felul următor. În cazul schemei din figura 6, relaţia (18) capătă forma :

$$\theta = R_t C_1 = \frac{a V_P}{2 V_s^2}, \tag{25}$$

unde

$$R_t = \frac{R_1 R_{intr}}{R_{intr} + R_1}; \tag{26}$$

$$R_{intr} = h_{11e} + h_{21e} R'_1. \tag{27}$$

Mărimile R_{intr}, h_{11e}, h_{21e} sînt parametri ce caracterizează repetorul pe emiter : R_{intr} — rezistenţa de intrare ; h_{11e} — impedanţa de intrare ; h_{21e} — raportul de transfer în curent.

Se ştie că amplificarea de tensiune a repetorului pe emiter este aproximativ egală cu unitatea dacă se respectă condiţia

$$h_{21e} R'_1 \gg h_{11e}. \tag{28}$$

S-au adoptat valorile $R'_1 = 0{,}5$ kΩ, $C_1 = 1\mu$F şi s-a ales tranzistorul *EFT* 323, care are următoarele caracteristici : $h_{11e} = 2{,}4$ KΩ şi $h_{21e} = 85$. După cum se observă, condiţia (28) este satisfăcută. Dînd diferite valori parametrilor a, V_P şi V_s, s-a calculat rezistenţa R_t corespunzătoare, cu ajutorul formulei (25). Cunoscînd rezistenţa R_t şi calculînd cu ajutorul formulei (27) rezistenţa R_{intr} (în cazul de faţă $R_{intr} \simeq 45$ KΩ) se poate calcula rezistenţa R_1 folosind formula (26).

Calculul parametrilor filtrului de rezonanţă a fost făcut cu ajutorul următoarelor formule, rezultate din relaţiile (20) :

$$R_3 = \frac{V_s}{a} L_1; \quad C_2 = \frac{a^2}{4 V_s^2 L_1}; \quad R_2 = \frac{4 - K}{K} R_3; \quad K = \frac{V_P}{V_s}, \tag{29}$$

iar pentru filtrul taie-sus s-au folosit formulele obţinute din relaţiile (22) :

$$R_4 = \frac{4 V_s^2}{a V_P} L_2; \quad C_3 = \frac{a^2}{4 V_s^2 L_2}. \tag{30}$$

S-a adoptat pentru inductanţele L_1 şi L_2 aceeaşi valoare, adică $L_1 = L_2 = 200$ H. Rezistenţele R_2 şi R_4 de pe schema din figura 6 conţin şi rezistenţele proprii ale celor două drosele. De aceea, valorile pe care le poate lua fiecare din cele două rezistenţe trebuie să fie mai mari (cel mult egale) decît rezistenţa proprie a droselului respectiv. Rezistenţa unui drosel de 200 H este de aproximativ 6 KΩ.

Pentru rezistenţele R_5 şi R_6 (fig. 6) s-au adoptat valori care să respecte condiţia $h_{21e} R_5 \gg h_{11e}$ sau $h_{21e} R_6 \gg h_{11e}$. Tranzistoarele T_2 şi T_3 sînt de acelaşi tip cu T_1 (tranzistoare *EFT* 323). Rezistenţele R_7 şi R_8 (fig. 6) trebuie să aibă valori de cel puţin cinci ori mai mari decît ale rezistenţelor R_5, R_6 şi R_9.

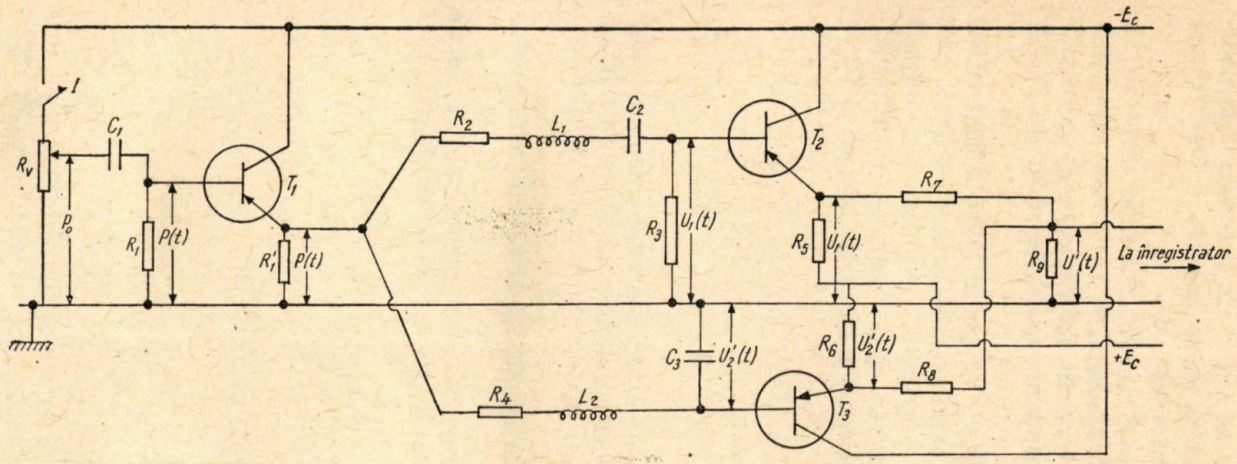


Fig. 6. $R_1 = 2 \div 140 K\Omega$; $C_1 = 1\,\mu F$; $R'_1 = 0{,}5\,K\Omega$; $R_2 = 6 \div 170\,K\Omega$; $L_1 = 200\,H$; $C_2 = 1{,}4 \div 5.10^{-3}\,\mu F$; $R_3 = 6 \div 100\,K\Omega$; $R_4 = 6 \div 270\,K\Omega$; $L_2 = 200H$; $C_3 = 1{,}4 \div 5.10^{-3}\,\mu F$; $R_5 = R_6 = 2\,K\Omega$; $R_7 = 20\,K\Omega$; $R_8 = 20 \div 200\,K\Omega$; $R_9 = 2 \div 4\,K\Omega$.

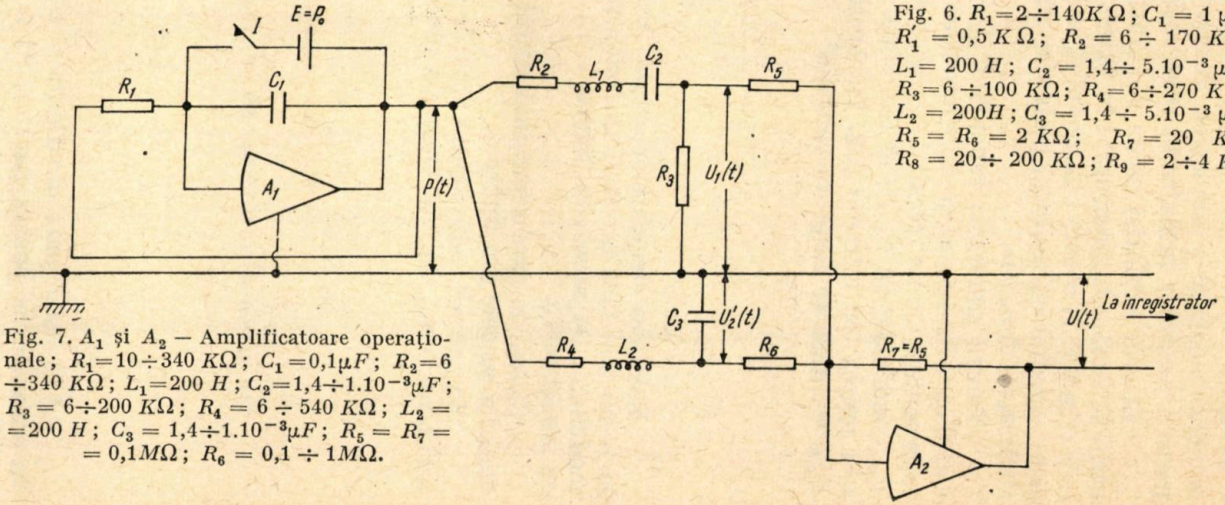


Fig. 7. A_1 și A_2 — Amplificatoare operaționale; $R_1 = 10 \div 340\,K\Omega$; $C_1 = 0{,}1\mu F$; $R_2 = 6 \div 340\,K\Omega$; $L_1 = 200\,H$; $C_2 = 1{,}4 \div 1.10^{-3}\mu F$; $R_3 = 6 \div 200\,K\Omega$; $R_4 = 6 \div 540\,K\Omega$; $L_2 = 200\,H$; $C_3 = 1{,}4 \div 1.10^{-3}\mu F$; $R_5 = R_7 = 0{,}1M\Omega$; $R_6 = 0{,}1 \div 1M\Omega$.

Calculele efectuate cu ajutorul formulelor (25)—(30) în condițiile arătate mai sus au condus la valorile indicate sub schema din figura 6.

Cu ajutorul dispozitivului a cărui schemă este dată în figura 6 poate fi simulată explozia în roci pentru game de valori nu prea largi ale parametrilor mediului și exploziei. Totuși aceste game acoperă o foarte mare parte a cazurilor întîlnite în prospecțiunea seismică.

Efectul exploziei poate fi modelat și cu ajutorul unui dispozitiv a cărui schemă este prezentată în figura 7. Deosebirile dintre cele două modele (fig. 6 și 7) constau în modul în care este simulată funcția $P(t)=P_0e^{-ht}$ și în sistemul cu ajutorul căruia se efectuează însumarea celor două tensiuni $u_1(t)$ și $u_2'(t)$.

Pentru simularea funcției $P(t)=P_0e^{-ht}$ se poate folosi o schemă de calcul care furnizează la ieșire o tensiune exponențială. Această schemă este reprezentată de un circuit integrator de constantă h și de tensiune inițială P_0 (condensatorul C_1 avînd tensiunea inițială P_0), la care s-a conectat direct ieșirea cu intrarea (fig. 7). Acest circuit modelează funcția $P(t) = P_0 e^{-ht}$, dacă se respectă condiția

$$h = \frac{2V_s^2}{aV_P} = \frac{1}{R_1C_1}. \tag{31}$$

Folosirea elementelor operaționale de calcul ale unui calculator analogic nu mai face necesară introducerea circuitelor separatoare în schema modelului. De aceea, în figura 7 nu mai apar acele circuite separatoare cu tranzistoare.

Circuitele care reprezintă filtrul de rezonanță și filtrul taie-sus sînt aceleași cu cele din figura 6.

Sumatorul este reprezentat de amplificatorul operațional A_2 și de rezistențele R_5, R_6, R_7. Operația efectuată de acest sumator este

$$u(t) = \frac{R_7}{R_5}u_1(t) + \frac{R_7}{R_6}u_2'(t) = u_1(t) + u_2(t). \tag{32}$$

De aceea este necesar să se respecte condițiile:

$$R_7 = R_5; \quad R_6 = \frac{R_7}{q}. \tag{33}$$

Atît în schema din figura 6 cît și în aceea din figura 7 s-au luat în considerare, pentru parametrul q, valorile care se încadrează în intervalul 0,1—1,0.

Calculele efectuate cu ajutorul formulelor (29)—(31) au condus la valorile indicate sub schema din figura 7. În calcule s-a considerat $L_1 =$

$=L_2=200$ H și $C_1 = 0{,}1$ μF. În cazul acestei scheme a fost posibilă luarea în considerare a unei game mai largi de variație a parametrilor mediului și exploziei decît pentru schema din figura 6.

Pentru rezistențele R_5, R_6 și R_7 au fost adoptate valori cuprinse între 0,1 MΩ și 1 MΩ pentru a respecta condițiile care se impun în ceea ce privește gama valorilor ce le pot avea elementele pasive (rezistențe, capacități) folosite în calculatoarele analogice [3]. De aceste condiții trebuie să se țină seama și la alegerea parametrilor R_1 și C_1. Astfel, am adoptat pentru capacitatea C_1 valoarea de 0,1 μF, iar rezistența R_1 nu capătă valori mai mici de 0,01 MΩ (fig. 7).

Problema poate fi rezolvată în condiții mult mai bune modelînd procesul cu ajutorul calculatoarelor analogice. În acest caz a fost necesar să întocmim un program pentru rezolvarea problemei.

Pentru simularea funcției $P(t) = P_0 e^{-ht}$ se poate folosi tot un circuit integrator asemănător cu cel din figura 7. În rest, problema constă în întocmirea unui program de rezolvare a ecuațiilor diferențiale (15) și (16) cu ajutorul calculatoarelor analogice.

În scopul evitării operatorului de derivare, este necesar să folosim ecuația (15) sub forma:

$$\frac{du_1}{dt} + 2hu_1 + \omega_0^2 \int_0^t u_1(t)\,dt = \frac{V_s}{a} P(t). \tag{34}$$

Din relația (7) rezultă că una din soluțiile acestei ecuații diferențiale este:

$$u_1(t) = \frac{P_0 V_P V_S}{2(V_P^2 - V_S^2)} \left[\frac{\sqrt{V_P^2 - V_S^2}}{V_S} \sin(\omega_0' t) + \cos(\omega_0' t) - \right] e^{-ht}. \tag{35}$$

Valorile inițiale necesare în calcule sînt:

$$u_1(0) = 0; \quad \left[\int_0^t u_1(t)\,dt \right]_{t=0} = 0, \tag{36}$$

iar valorile maxime sînt exprimate de relațiile[1]):

$$u_{1,\max.} = \frac{1{,}6\,K}{K^2 - 1} P_0; \quad \left(\frac{du_1}{dt} \right)_{\max.} = \frac{2V_s}{a\sqrt{K^2 - 1}} P_0,$$

$$\left[\int_0^t u_1(t)\,dt \right]_{\max.} = \frac{0{,}25\,a}{V_s \left(1 - \frac{1}{K^2} \right)} P_0. \tag{37}$$

[1]) Pentru siguranță, am luat în considerare în loc de valorile 1,6; 2,0; 0,25, valorile 3,0; 4,0; 1,0.

Coeficienții de scară se determină folosind expresiile :

$$\alpha_2 = \frac{E_0}{\left(\frac{du_1}{dt}\right)_{max.}}; \quad \alpha_1 = \frac{E_0}{u_{1,max.}}; \quad \alpha_0 = \frac{E_0}{\left[\int_0^t u_1(t)\,dt\right]_{max.}}$$

$$\alpha = \frac{E(T)}{P(t)} = \frac{E_0}{P_0}; \quad \beta = \frac{T}{t},$$

unde $E(T)$ este tensiunea funcțională a calculatorului ; t este timpul real, iar T timpul de calcul.

Dacă funcția $P(t)$ este exponențială, tensiunea funcțională a calculatorului trebuie să aibă aceeași formă, adică

$$E(t) = E_0 e^{-\lambda t}$$

sau

$$E(T) = E_0 e^{-\frac{\lambda}{\beta} T} \tag{39}$$

Înlocuind variabilele reale din ecuația de rezolvat (34) prin cele de mașină corespunzătoare :

$$\int_0^t u_1(t)\,dt = \frac{X_2(T)}{\alpha_0}; \quad u_1(t) = \beta \frac{X_1(T)}{\alpha_1};$$

$$\frac{du_1}{dt} = \beta^2 \frac{X_2(T)}{\alpha_2}; \quad P(t) = \frac{E(T)}{\alpha}, \tag{40}$$

obținem ecuația de mașină :

$$X_2(T) = c_2 E(T) - c_1 X_1(T) - c_0 X(T), \tag{41}$$

în care :

$$c_2 = \frac{\sqrt{K^2-1}}{4\beta^2}; \quad c_1 = \frac{3}{\beta\sqrt{K^2-1}}; \quad c_0 = \frac{K^2}{\beta^2\sqrt{K^2-1}}. \tag{42}$$

Din relația (7) rezultă că una din soluțiile ecuației diferențiale (16) este :

$$u_2(t) = q P_0 \frac{V_P^2}{V_P^2 - V_S^2} [1 - \cos(\omega_0' t)] e^{-\lambda t}. \tag{43}$$

Valorile inițiale necesare în calcule sînt nule, adică

$$u_2(0) = \left(\frac{\mathrm{d}u_2}{\mathrm{d}t}\right)_{t=0} = 0, \tag{44}$$

iar valorile maxime au expresiile[2]) :

$$u_{2,\max.} = \frac{2V_P^2}{V_P^2 - V_S^2} P_0; \quad \left(\frac{\mathrm{d}u_2}{\mathrm{d}t}\right)_{\max.} = \frac{2V_S V_P}{a\sqrt{V_P^2 - V_S^2}} P_0;$$
$$\left(\frac{\mathrm{d}^2u_2}{\mathrm{d}t^2}\right)_{\max.} = \frac{4V_S^2}{a^2} P_0. \tag{45}$$

Variabilele reale din ecuația de rezolvat (16) pot fi exprimate în funcție de variabilele de mașină în felul următor :

$$u_2(t) = \frac{Y(T)}{\alpha_0'}; \quad \frac{\mathrm{d}u_2}{\mathrm{d}t} = \beta \frac{Y_1(T)}{\alpha_1'};$$
$$\frac{\mathrm{d}^2u_2}{\mathrm{d}t^2} = \beta^2 \frac{Y_2(T)}{\alpha_2'}; \quad P(t) = \frac{E(T)}{\alpha'}, \tag{46}$$

unde :

$$\alpha_0' = \frac{E_0}{u_{2,\max}}; \quad \alpha_1' = \frac{E_0}{\left(\frac{\mathrm{d}u_2}{\mathrm{d}t}\right)_{\max.}}; \quad \alpha_2' = \frac{E_0}{\left(\frac{\mathrm{d}^2u_2}{\mathrm{d}t^2}\right)_{\max.}}$$
$$\alpha' = \alpha = \frac{E(T)}{P(t)} = \frac{E_0}{P_0}, \quad \beta = \frac{T}{t}. \tag{47}$$

Ținînd seamă de relațiile (46), ecuația (16) devine :

$$Y_2(T) = c_2' E(T) - c_1' Y_1(T) - c_0' Y(T), \tag{48}$$

unde :

$$c_2' = \frac{q}{2\beta^2}; \quad c_1' = \frac{2}{\beta\sqrt{K^2 - 1}}; \quad c_0' = \frac{2K^2}{\beta^2(K^2 - 1)}. \tag{49}$$

[2]) Pentru siguranță, am luat în considerare în loc de valorile 2,0 ;2,0 ;4,0, valorile 4,0 ; 4,0 ;8,0.

Din unele relaţii scrise mai sus rezultă

$$Z(T) = c_3 X_1(T) + c_4 Y(T) = \frac{\alpha_1}{\beta} [u_1(t) + u_2(t)] = \frac{\alpha_1}{\beta} u(t), \quad (50)$$

unde

$$c_3 = 1; \quad c_4 = \frac{4K}{3\beta}; \quad \alpha_1 = \frac{E_0}{u_{1,\max}}.$$

Cu ajutorul relaţiei (50) se poate realiza în calculator însumarea celor două funcţii $u_1(t)$ şi $u_2(t)$.

Pe baza ecuaţiilor de maşină, stabilite mai sus, am întocmit schema bloc reprezentată în figura 8. Tensiunea funcţională a calculatorului este furnizată de generatorul de funcţie exponenţială reprezentat de circuitul integrator de constantă $K_0 = \frac{h}{\beta}$ şi tensiune iniţială E_0 (fig. 8). Pentru a furniza această tensiune cu minus, după generatorul de funcţie se află un inversor. Urmează schema de calcul pentru cele două ecuaţii diferenţiale. Fiecărei ecuaţii îi corespunde în schema de calcul cîte un sumator, două integratoare şi un inversor. Coeficienţii c_2, c_1, c_0, c_2', c_1', c_0' pot fi calculaţi cu ajutorul formulelor (42) şi (49). Întrucît valorile iniţiale (36) şi (44) sînt nule, rezultă:

$$X_1(0) = X(0) = Y_1(0) = Y(0) = 0. \quad (51)$$

Pe baza relaţiilor care există între tensiunile de la ieşirea şi intrarea fiecărui integrator s-au determinat următoarele formule de calcul pentru constantele integratoarelor:

$$K_0 = \frac{2V_s^2}{aV_p\beta}; \quad K_1 = \frac{4V_s}{3a}\sqrt{1 - \frac{1}{K^2}};$$

$$K_2 = \frac{3V_s}{aK}; \quad K_1' = \frac{2V_s}{a}\sqrt{1 - \frac{1}{K^2}}; \quad K_2' = \frac{V_s}{a}\sqrt{1 - \frac{1}{K^2}}. \quad (52)$$

Pentru însumarea celor două tensiuni se foloseşte sumatorul de constante c_3 şi c_4 (vezi relaţiile 50). În scopul aplicării tensiunii $Y(T)$ cu minus la sumatorul de constante c_3 şi c_4, la ieşirea integratorului de constantă K_2' se aplică un inversor.

Avînd cunoscute schema-bloc şi formulele de calcul ale parametrilor ce caracterizează operatorii folosiţi în această schemă, se poate trece la întocmirea schemei principiale de calcul. În figura 9 este prezentată această schemă cu toate valorile parametrilor respectivi. Calculul acestor parametri a fost făcut pe baza formulelor (42), (49), (50) şi (52).

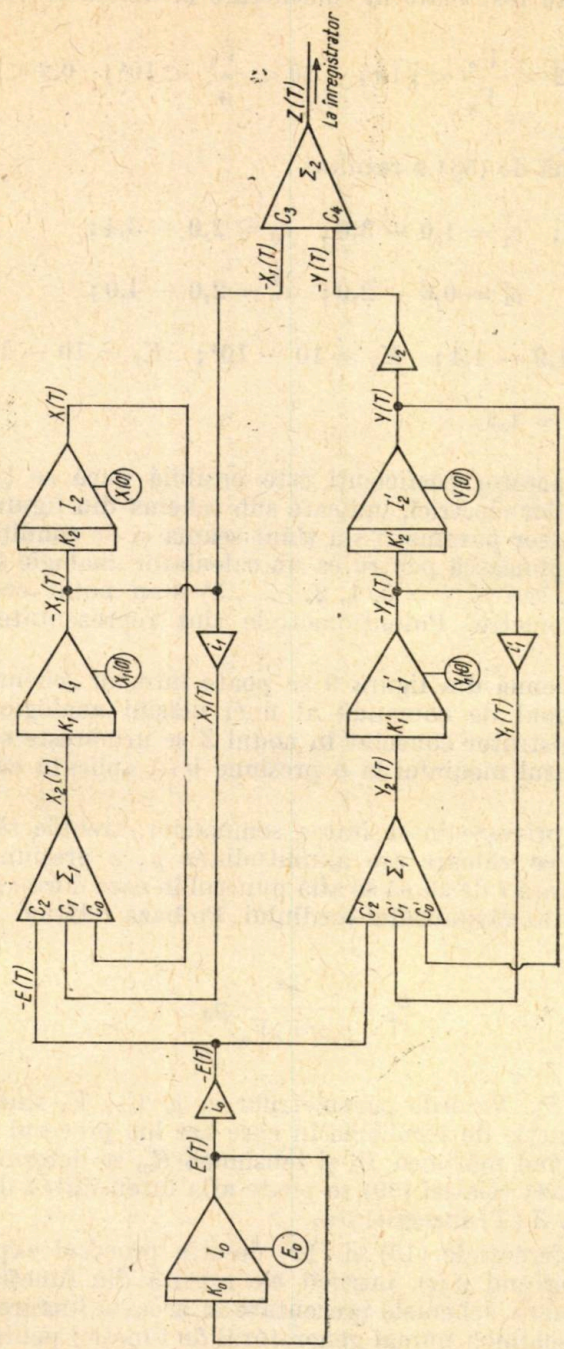


Fig. 8. I_0, I_1, I'_1, I_2, I'_2 — integratoare; Σ_1, Σ'_1, Σ_2 — sumatoare-multiplicatoare; i_0, i_1, i'_1, i_2 — inversoare.

În calcule au fost luate în considerare următoarele valori:

$$\beta = 1; \quad \sqrt{2} < \frac{V_P}{V_S} < \sqrt{10}; \quad 10 < \frac{V_S}{a} < 10^4; \quad 0{,}2 < q < 1{,}0. \tag{53}$$

Ţinînd seamă de (53) a rezultat:

$$c_2 = 0{,}25 - 0{,}75; \quad c_1 = 1{,}0 - 3{,}0; \quad c_0 = 2{,}0 - 3{,}4;$$

$$c_2' = 0{,}1 - 0{,}5; \quad c_1' = 0{,}6 - 2{,}0; \quad c_0' = 2{,}0 - 4{,}0; \tag{54}$$

$$c_3 = 1{,}0; \quad c_4 = 1{,}9 - 4{,}4; \quad K_0 = 10 - 10^4; \quad K_i = 10 - 10^4;$$

$$K_i' = 10 - 10^4 \, (i = 1{,}2). \tag{54}$$

Realizarea acestor coeficienţi este posibilă dacă se ţine seama de valorile parametrilor electrici, indicate sub schema din figura 9. La stabilirea valorilor acestor parametri s-a ţinut seama şi de condiţiile pe care ei trebuie să le îndeplinească pentru ca un calculator analogic să funcţioneze normal [3]. Cu p_i sau p_i' ($i = 0, 1, 2, \ldots, 5$) s-au notat coeficienţii realizaţi de potenţiometre. Potenţiometrele sînt reprezentate în figura 9 prin cerculeţe.

Pe baza schemei din figura 9 se poate întocmi schema de calcul a problemei la panoul de comandă al unei maşini analogice electronice. La aparatul înregistrator conectat în nodul Z se urmăreşte soluţia problemei, adică răspunsul mediului la o presiune $p(t)$ aplicată cu ajutorul exploziei.

În ceea ce priveşte intensitatea semnalelor, trebuie să precizăm la fiecare modelare ce valoare are amplitudinea p_0 a presiunii aplicate în sursă şi la ce distanţă r de sursă se află punctul în care dorim să cunoaştem forma şi intensitatea răspunsului mediului. Pe baza relaţiei

$$P_0 = \frac{a^2}{\rho r V_P V_S} p_0$$

se află mărimea P_0. Valorile parametrilor a, ρ, V_P, V_S sînt cele pe care le adoptăm în funcţie de condiţiile în care are loc procesul fizic modelat (explozia). Cunoscînd mărimea P_0 şi tensiunea E_0, se determină coeficienţii de scară. Pe baza relaţiei (50) se poate afla intensitatea deplasării $u(t)$ cunoscînd funcţia $Z(T)$ înregistrată.

Ecuaţiile diferenţiale (15) şi (16) descriu procesul exploziei pentru orice formă a presiunii $p(t)$, întrucît ele rezultă din funcţia de transfer a sursei. Prin urmare, schemele prezentate în această lucrare sînt valabile (cu condiţia de a schimba numai generatorul de funcţie) pentru orice funcţie $p(t)$. Întrucît soluţia (7) corespunde funcţiei $p(t)$ exprimată de relaţia (6), valorile coeficienţilor schemei de calcul, prezentată în figurile 8 şi 9,

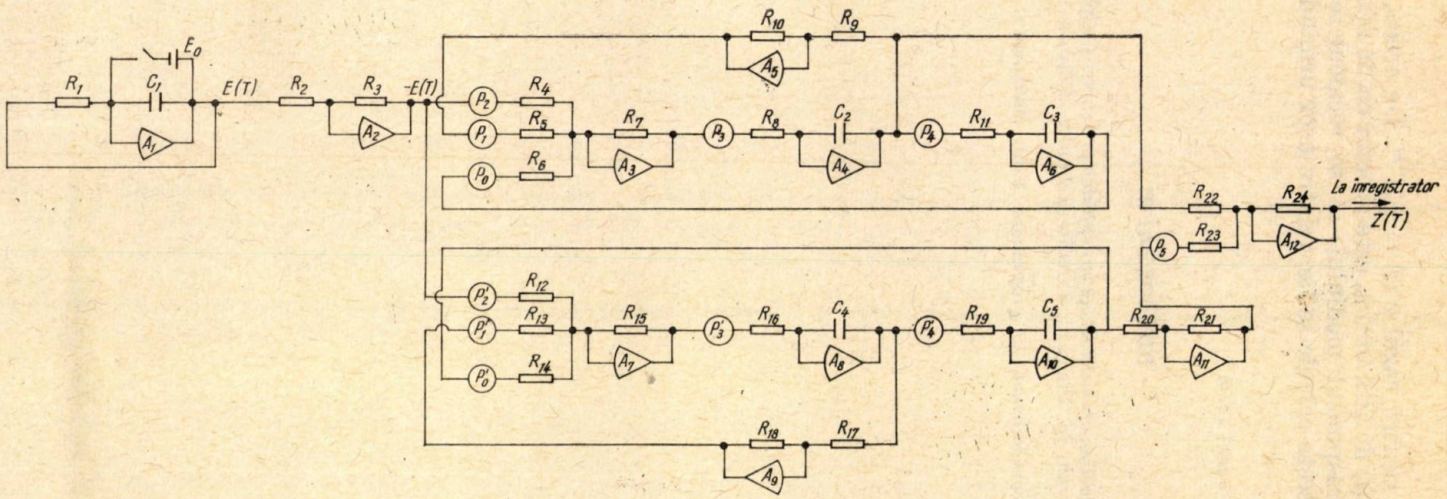


Fig. 9. Pentru $K_0 = 10-10\,000$ se adoptă $C_1 = 0{,}01\ \mu F$ și $R_1 = 0{,}01 \div 10\ M\Omega$; $R_2 = R_3 = 1\ M\Omega$; $R_4 = 1\ M\Omega$; $R_5 = 0{,}1\ M\Omega$; $R_6 = 0{,}1\ M\Omega$; $R_7 = 1\ M\Omega$; $p_2 = C_2 = 0{,}25 \div 0{,}75$; $p_1 = 0{,}1 \div 0{,}3$; $p_0 = 0{,}2 \div 0{,}4$; $R_{12} = 1\ M\Omega$; $R_{14} = 0{,}1\ M\Omega$; $R_{15} = 1\ M\Omega$; $p'_2 = C'_2 = 0{,}1 \div 0{,}5$; $p'_0 = 0{,}2 \div 0{,}4$; pentru $C'_1 = 0{,}6 \div 1{,}0$ se adoptă: $R_3 = 1\ M\Omega$ și $p'_1 = C'_1 = 0{,}6 \div 1.0$; pentru $C'_1 = 1 \div 2$ se adoptă: $R_{13} = 0{,}1\ M\Omega$ și $p'_1 = 0{,}1 \div 0.2$; pentru $K_j = K'_j = 1 \div 100$ se adoptă: $C_2 = C_3 = C_4 = C_5 = 0{,}1\ \mu F$ și $R_8 = R_{11} = R_{16} = R_{19} = 0{,}1\ M\Omega$;
pentru $K_j = K'_j = 100 \div 1\,000$ se adoptă $C_2 = C_3 = C_4 = C_5 = 0.1\ \mu F$ și $R_8 = R_{11} = R_{16} = R_{19} = 0{,}01\ M\Omega$;
pentru $K_j = K'_j = 1\,000 \div 10.000$ se adoptă $C_2 = C_3 = C_4 = C_5 = 0{,}01\ \mu F$ și $R_8 = R_{11} = R_{16} = R_{19} = 0{,}01\ M\Omega$;
pentru $K_j = K'_j = 10 \div 10\,000$ rezultă $p_3 = p_4 = p'_3 = p'_4 = 0{,}1 \div 1{,}0$;
$R_9 = R_{10} = R_{17} = R_{18} = R_{20} = R_{21} = R_{22} = R_{24} = 1\ M\Omega$;
$R_{23} = 0{,}1\ M\Omega$; $p_5 = 0{,}1 \div 0{,}5$

sînt valabile numai pentru cazul $p(t) = p_0 e^{-ht}$. De aceea, o dată cu aplicarea unei presiuni $p(t)$ de altă formă, este necesar ca, în afară de stabilirea relației ce exprimă răspunsul mediului, să se recalculeze și coeficienții schemei de calcul. Aceste calcule se fac relativ ușor urmînd calea indicată mai sus.

Primit la redacție la 5 mai 1970.

BIBLIOGRAFIE

1. J. A. SHARPE, *The production of elastic waves by explosion pressures.* Geophysics, **2**, *3* (1942).
2. M. SĂVESCU, AL. POPOVICI, M. POPESCU, *Circuite electronice.* Editura tehnică, București, 1967.
3. NINA POEATĂ *Calculatoare automate și programare.* Edit. didactică și pedagogică, București, 1967.

DETERMINĂRI DE PARAMETRI ELASTICI AI ROCILOR DIN ZONA BARAJULUI PALTINUL. CONTRIBUȚII LA PROBLEMA CORELĂRII MODULILOR DE ELASTICITATE DINAMICI CU CEI STATICI

DE

D. ENESCU, D. DANCHIV, A. DANCHIV

Institutul de geofizică aplicată, str. Izvor nr. 78, București

INTRODUCERE

După cum se știe, determinările de parametri elastici ai rocilor se fac atît în laborator cît și prin măsurători de teren (determinări „in situ"). În funcție de metoda care se aplică, atît într-un caz cît și în celălalt, determinările pot fi făcute prin încercări statice sau dinamice.

Considerăm că este inutil să arătăm aici care este importanța cunoașterii proprietăților elastice ale rocilor, întrucît lucrul acesta a fost scos în evidență în mai multe lucrări. Se poate spune că în țara noastră, ca și în alte părți, cercetările în acest domeniu sînt în faza de început. Dintre lucrările mai importante efectuate de cercetătorii români, în problema proprietăților elastice ale rocilor, pot fi citate lucrările [1], [2], [3].

În lucrarea de față sînt prezentate rezultatele unor determinări ale modulului Young E, determinări efectuate în laborator prin încercări statice și dinamice, pe un număr de 80 probe obținute din carotele luate din zona barajului Paltinul de pe valea Doftanei. Executarea măsurătorilor statice și dinamice pe aceleași probe a permis să se facă totodată și o corelare între cele două categorii de rezultate.

APARATURA ȘI TEHNICA DE LUCRU FOLOSITĂ

Măsurătorile au fost executate în laboratoarele Institutului de studii și cercetări pentru îmbunătățiri funciare și gospodărirea apelor(ISCIFGA).

Rocile din zona cercetată constau dintr-o alternanță de gresii și șisturi marnoase, care formează o structură monoclinală cu direcția medie N 50° E și înclinarea 40° NV. Carotele au fost luate din gresii, care se prezentau sub două varietăți : o gresie microconglomeratică cu incluziuni de cuarț și ciment argilos, care se găsea în afara zonei de fundație, și o gre-

ST. CERC., GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM 8, NR. 2, P. 169–189, BUCUREȘTI, 1970

sie fină cu ciment argilos. Probele au fost tăiate din aceste carote cu o haveză construită în atelierele I.S.C.I.F.G.A.

Pentru ca determinările pe probe să reflecte cît mai bine starea elastică naturală a rocilor cercetate, au fost luate o serie de măsuri de precauţie. Împotriva agenţilor atmosferici, care pot altera probele, şi pentru a se evita uscarea acestora, imediat după extragere, carotele au fost învelite cu un strat protector de parafină. S-a căutat de asemenea ca intervalul de timp extragere-măsurători să fie cît mai scurt posibil.

TEHNICA DE LUCRU FOLOSITĂ LA DETERMINĂRILE STATICE

După cum se ştie, modulii de elasticitate statici se determină din curbele efort unitar — deformaţie specifică, ridicate în urma măsurătorilor făcute cu ajutorul unei prese. Pentru construirea acestor curbe, este necesară cunoaşterea cît mai exactă a celor doi parametri : efortul unitar axial şi deformaţia specifică rezultată în urma solicitării la compresiune.

Conform definiţiei modulului de elasticitate, starea de eforturi în probă trebuie să fie compresiune axială simplă. Condiţiile care se impun pentru satisfacerea acestei cerinţe se referă, în general, la dimensiunile probei şi la natura suprafeţelor pe care se aplică compresiunea. După autorul lucrării [4], aceste condiţii sînt următoarele : a) raportul lungime/diametru trebuie să fie mai mare de 3 ; b) feţele probei pe care acţionează forţa de compresiune trebuie să fie netede şi plan-paralele ; c) forţa de compresiune trebuie să acţioneze asupra probelor prin intermediul unor plăci rigide. Experienţele şi teoria au arătat că eforturile se concentrează la capetele probelor, devenind uniforme în regiunea mediană a acestora. De aceea, este obligatoriu ca traductoarele să fie amplasate în partea mediană a probelor.

În determinările făcute de noi s-a căutat, pe cît a fost posibil, să se respecte aceste condiţii. Astfel, diametrul probelor a avut valori cuprinse în intervalul 3—4,3 cm, iar lungimea lor a fost de 12,5 pînă la 16,5 cm. Condiţiile impuse feţelor pe care se aplică forţa de compresiune nu au putut fi întotdeauna îndeplinite. S-au luat în schimb măsuri care să contracareze aceste neajunsuri. În cele mai multe cazuri, feţele probelor au fost netede, însă pentru o şi mai bună uniformizare a compresiunii s-au interpus bucăţi de cauciuc între probă şi pistonul presei. Capetele unor probe au fost înglobate în araldit şi prelucrate la strung [4].

Paralelismul feţelor este o condiţie importantă pentru a avea certitudinea că proba este supusă unui efort unitar axial şi că suferă o compresiune. Dacă feţele nu sînt paralele, proba este supusă la o compresiune excentrică (încovoiere). Obţinerea unor feţe perfect paralele, în condiţiile concrete de lucru, a fost greu de îndeplinit. De aceea, s-a folosit un procedeu de măsurare prin care s-au eliminat deformările date de eventualele încovoieri ale probei.

Experienţele de compresiune asupra probelor s-au executat cu ajutorul unei prese plate (fig. 1), care poate acţiona asupra probelor cu o forţă de compresiune de 1 000 kg. Presa poate fi acţionată manual sau mecanic cu ajutorul unui electromotor (fig. 1). Măsurarea deformaţiilor s-a făcut prin metoda tensiometrică cu ajutorul unei aparaturi tip Philips (fig. 2) constituită din trei blocuri : a) circuitul de măsură format din 10

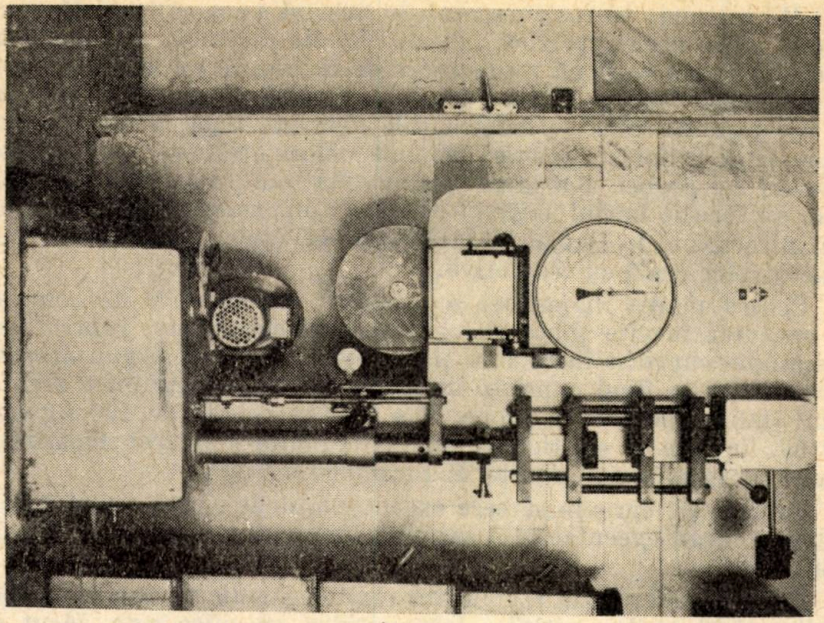


Fig. 1

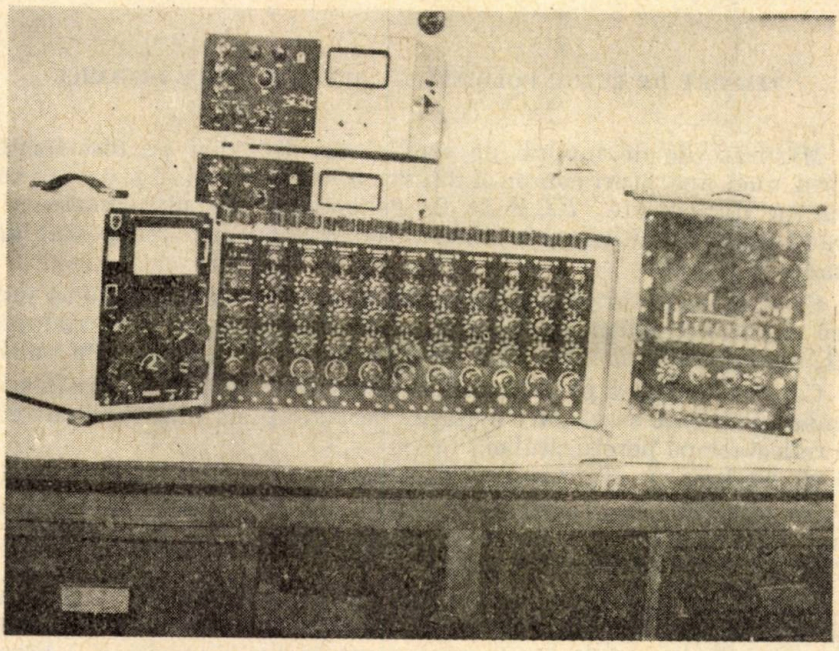


Fig. 2

punți Wheastone; b) instrumentul de măsură pe a cărei scală se citește mărimea deformației specifice; c) un bloc de comandă și alimentare. Pe probe s-au lipit cîte două traductoare de rezistențe egale, înseriate și dispuse diametral opus pe fețele laterale ale probei, în partea ei mediană. În felul acesta s-au măsurat deformațiile datorate unor eforturi unitare de compresiune uniforme și s-au eliminat deformațiile date de eventualele încovoieri ale probei. S-a lucrat cu metoda semipunte. Traductoarele înseriate au format brațul activ al punții. Compensarea de temperatură s-a făcut introducînd în brațul alăturat o probă etalon, care avea rezistența traductoarelor egală cu cea activă.

Pentru marea majoritate a probelor, experiențele de compresiune s-au executat în cîte șapte cicluri încărcare-descărcare, pentru forțe de compresiune cuprinse între zero și 900 kg, valorile corespunzătoare eforturilor unitare σ fiind cuprinse în marea lor majoritate între zero și 100 kg/cm^2 (numai pentru 10 probe, σ a fost mai mare de 100 kg/cm^2). În acest fel, limitele de elasticitate ale materialului n-au fost depășite, rezistența la compresiune a gresiilor fiind de 900 kg/cm^2.

În normele curente se cere executarea doar a trei cicluri încărcare-descărcare. S-au executat însă șapte cicluri pentru a micșora aria de histerezis.

Întrucît deformația remanentă rămîne practic aceeași între ciclurile al doilea și al treilea, citirile deformațiilor specifice s-au făcut numai pentru primele trei și ultimul ciclu. În mod practic, curbele efort unitar-deformație specifică s-ar fi suprapus, iar timpul necesar citirilor s-ar fi mărit considerabil.

TEHNICA DE LUCRU FOLOSITĂ LA DETERMINĂRILE DINAMICE

Măsurătorile de moduli de elasticitate dinamici au fost făcute cu ajutorul unei aparaturi compusă din următoarele părți (fig. 3) : 1) ealstometru cu ultrasunete *UEM*-4; 2) generatorul de ultrasunete *USG*-4 cu traductorul de ultrasunete *UNG*-2 (emițătorul); 3) receptorul de ultrasunete *UBT*-2.

Ca și în cazul determinărilor statice, eșantioanele trebuie să îndeplinească anumite condiții : plan-paralelismul fețelor, contactul traductoare-probă, anumite relații între dimensiunile probei și lungimea de undă etc.

Condiția privind plan-paralelismul fețelor a putut fi satisfăcută într-o măsură în care să asigure evitarea perturbațiilor cauzate de eventuale unde reflectate pe pereții probei.

Emițătorul și receptorul au fost fixate pe probe folosind ca mijloc de lipire plastilina. S-a căutat ca acest contact traductoare-probă să fie cît mai bun pentru a evita perturbațiile provocate de existența unui strat de aer între traductor și probă.

Raportul dintre dimensiunile probelor și lungimea de undă a permis folosirea celei mai simple formule pentru determinarea modulilor elastici. Dacă raportul $r/\lambda < 0{,}25$ (unde r este raza probei cilindrice și λ lungimea de undă), se poate folosi pentru determinarea modulului E_{din} următoarea

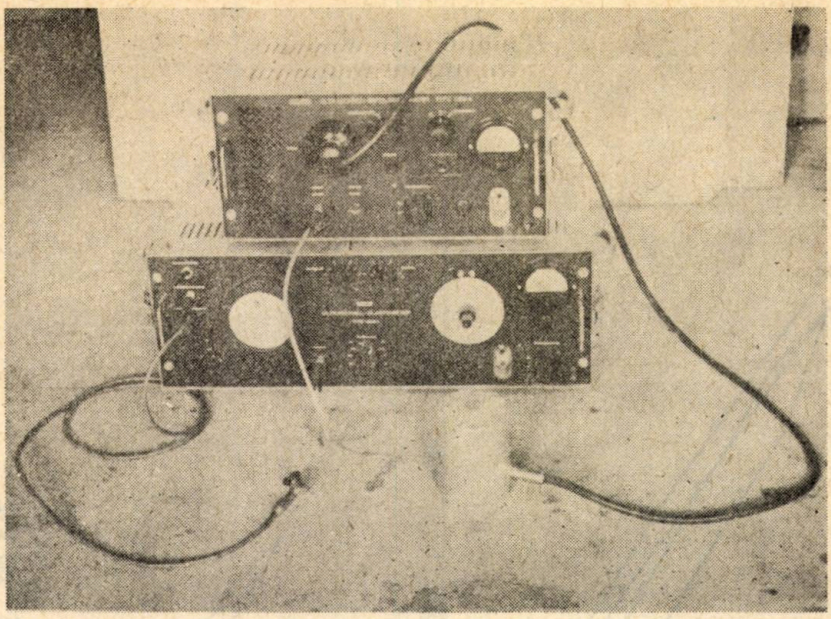


Fig. 3

formulă [5]:

$$E_{din} = \frac{\gamma}{g} V_{Pb}^2, \tag{1}$$

unde γ este greutatea specifică a probei, g accelerația gravitațională, iar V_{Pb} viteza de propagare a undelor longitudinale în bare.

În stare de funcționare, traductorul de ultrasunete *UNG*-2 are o frecvență de rezonanță de 20 kHz. Rezultă că perioada oscilațiilor este $T = 0{,}5\ 10^{-4}$ s. Pentru viteze cuprinse între 1 500 și 3 000 m/s, lungimea de undă variază între 7,5 cm și 15 cm. Conform condiției $r/\lambda < 0{,}25$ rezultă:

$$r < 1{,}87 \text{ cm pentru } V_{Pb} = 1\,500 \text{ m/s},$$

$$r < 3{,}75 \text{ cm pentru } V_{Pb} = 3\,000 \text{ m/s}.$$

Analizînd valorile diametrului probelor și ale vitezei de propagare (vezi tabelele 1 și 2) observăm că această condiție ($r/\lambda < 0{,}25$) a fost respectată pentru aproape toate probele, ceea ce justifică folosirea formulei (1) la calculul modulului E_{din}.

PRELUCRAREA DATELOR DE OBSERVAȚIE. INTERPRETAREA REZULTATELOR

Datele obținute din măsurătorile statice au fost reprezentate sub formă de curbe efort unitar axial (σ) — deformație specifică (ε). În figura 4 sînt prezentate două curbe pentru ciclurile încărcare-descărcare

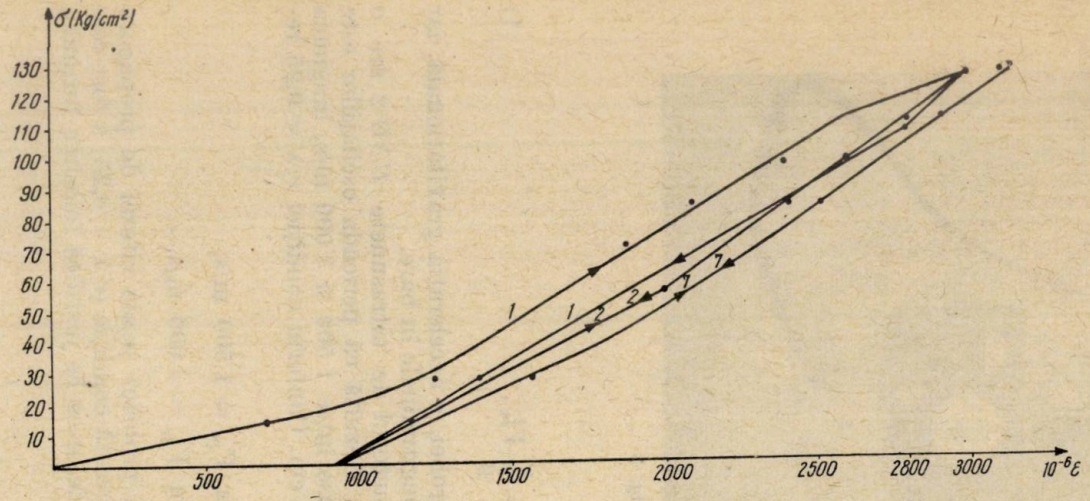

σ (Kg/cm²)
130
120
110
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
500
1000
1500
2000
2500
2800
3000
10⁻⁶ε
1
1
2
2
7
7
a
σ (Kg/cm²)
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
100
200
300
400
500
600
10⁻⁶ε
1
1-7
b

Fig. 4

executate pe două din cele 80 de probe. Este important de menţionat că aspectul acestor curbe este funcţie de compoziţia petrografică şi gradul de fisuraţie al rocilor.

Un prim tip de curbă (fig. 4a) este caracterizat de o porţiune neliniară, urmată de o porţiune liniară, după care roca intră în regim de curgere plastică. Panta porţiunii de descărcare este aproximativ egală cu panta porţiunii liniare, dar deformaţia remanentă este mult mai mare decît deformaţia plastică. Aria de histerezis se micşorează pe măsură ce numărul ciclurilor de încărcare-descărcare creşte, dar nu se anulează.

Al doilea tip de curbă (fig. 4b) se caracterizează, pentru primul ciclu, prin caracterul neliniar al porţiunii de încărcare şi caracterul liniar al porţiunii de descărcare. Următoarele cicluri încărcare-descărcare sînt liniare şi coincid cu porţiunea de descărcare a primului ciclu.

Calculul modulului de elasticitate E_{stat} s-a făcut pe baza datelor ultimului ciclu încărcare-descărcare, după formula de definiţie a acestui modul:

$$E_{stat.} = \frac{\sigma_{max}}{\varepsilon_e}, \tag{2}$$

în care σ_{max} este efortul unitar axial maxim, aplicat probei, iar ε_e reprezintă deformaţia specifică axială, elastică, corespunzătoare lui σ_{max}.

În tabela 1 sînt prezentate următoarele date privind determinările statice pentru cele 80 de probe: diametral probei d, lungimea l şi valorile modulului E_{stat}.

Calculul modulului de elasticitate dinamic E_{din} a fost făcut cu ajutorul formulei (1). Pentru măsurarea timpului de parcurs s-a folosit metoda transmisiei directe, vitezele de propagare fiind calculate cu ajutorul formulei

$$V_{Pb} = \frac{l}{t}, \tag{3}$$

unde l este lungimea probei, iar t timpul de parcurs.

Greutatea specifică γ a fost determinată pentru fiecare probă în parte, conform relaţiei de definiţie.

Valorile E_{din} obţinute în urma determinărilor sînt prezentate în tabela 2. Tot în această tabelă mai sînt expuse şi alte date privind probele folosite: volumul V, greutatea G, greutatea specifică γ, timpul t de parcurs prin probă şi viteza de propagare V_{Pb}. În penultima coloană a tabelei 2 sînt prezentate valorile raportului E_{din}/E_{stat}.

Analizînd valorile modulilor de elasticitate statici (tabela 1) şi dinamici (tabela 2) se pot face următoarele constatări:

— valorile modulilor dinamici şi statici sînt diferite pentru una şi aceeaşi probă, întotdeauna $E_{din} > E_{stat}$;

— raportul E_{din}/E_{stat} are valori cuprinse în intervalul 1,01—2,95;

Tabela 1

Nr. probă	d (cm)	l (cm)	E_{stat} ($10^3 \cdot kg/cm^2$)	Nr. probă	d (cm)	l (cm)	E_{stat} ($10^3 \cdot kg/cm^2$)
1	4,20	15,0	107,0	41	4,17	19,2	107,0
2	3,80	14,3	52,0	42	4,16	16,0	255,0
3	4,20	14,5	54,1	43	4,03	14,5	67,3
4	3,60	15,0	65,8	44	4,18	15,0	106,0
5	4,20	14,5	59,5	45	4,22	13,5	110,0
6	4,20	12,4	59,0	46	4,20	15,5	176,0
7	4,20	13,8	72,5	47	4,15	15,5	135,0
8	4,20	14,2	118,0	48	4,17	15,0	83,0
9	4,20	14,2	200,0	49	4,17	15,2	122,0
10	4,20	14,2	27,2	50	4,20	16,6	114,0
11	4,00	16,2	93,0	51	4,15	15,7	128,0
12	3,30	15,6	210,0	52	4,18	18,0	348,0
13	4,20	16,0	85,0	53	3,55	14,8	70,0
14	3,70	15,6	65,1	54	4,10	14,3	72,0
15	3,70	15,0	56,0	55	3,95	16,3	69,0
16	3,70	14,0	58,5	56	3,78	16,1	52,0
17	3,70	16,3	50,6	57	3,70	15,5	230,0
18	4,20	15,2	28,0	58	3,93	15,4	44,0
19	4,20	15,4	89,5	59	3,70	15,5	153,0
20	4,20	15,7	86,0	60	3,70	16,0	103,5
21	4,20	15,8	80,0	61	3,70	15,8	99,0
22	4,20	16,0	85,0	62	3,73	14,7	91,5
23	4,20	16,3	65,4	63	3,70	13,2	141,0
24	4,20	13,7	49,2	64	3,68	16,1	94,2
25	4,20	14,2	36,0	65	3,00	12,6	65,0
26	3,60	16,0	72,5	66	3,02	14,9	93,0
27	3,60	16,1	90,0	67	3,00	15,1	60,0
28	3,60	15,4	28,0	68	3,00	16,3	175,0
29	3,60	15,3	69,0	69	3,66	14,3	28,0
30	3,60	15,6	70,0	70	3,00	16,0	118,0
31	3,60	15,6	26,0	71	3,70	15,5	158,0
32	4,20	13,5	81,3	72	3,72	15,0	74,0
33	3,70	14,0	58,0	73	3,65	15,5	39,7
34	3,00	15,2	105,0	74	3,75	15,6	142,0
35	4,19	15,6	90,8	75	3,73	16,0	101,0
36	4,18	16,0	126,0	76	3,68	16,3	68,0
37	4,23	12,7	47,0	77	3,68	16,5	46,3
38	4,14	15,9	103,0	78	3,60	15,2	105,0
39	4,17	14,1	300,0	79	3,00	14,8	70,0
40	4,23	15,7	86,5	80	3,70	15,6	83,0

— există cîteva probe, care se caracterizează prin valori ridicate ale modulilor de elasticitate dinamici şi statici, pentru care raportul E_{din}/E_{stat} are valori cuprinse în intervalul 1,01—1,3.

Experienţele de pînă acum confirmă observaţia că valorile modulilor de elasticitate dinamici, atît în determinările de laborator cît şi „in situ", sînt diferite de cele ale modulilor statici şi anume $E_{din} > E_{stat}$. Această neconcordanţă este explicată de diferenţele dintre principiile care stau la baza celor două metode [6].

Existenţa celor cîteva probe cu moduli mari şi pentru care raportul E_{din}/E_{stat} tinde către unitate (tabela 2) poate fi explicată prin constituţia petrografică a probelor. Probele erau constituite din gresie microconglo-

Tabela 2

Nr. probă	V (cm^3)	G (g)	γ (g/cm^3)	t (μs)	$V_{P\cdot b}$ (m/s)	E_{din} ($10^3 \cdot kg/cm^2$)	$\frac{E_{din}}{E_{stat}}$	W
1	208	550	2,64	60,0	2500	168,5	1,57	0,26
2	165	400	2,42	98,0	1460	52,6	1,01	
3	200	510	2,55	70,0	2070	111,0	2,05	0,52
4	153	355	2,32	65,0	2310	127,0	1,93	0,36
5	200	520	2,60	69,0	2100	117,0	1,96	0,50
6	171	410	2,40	58,0	2140	112,0	1,90	0,47
7	190	470	2,47	62,0	2220	124,3	1,71	0,42
8	196	510	2,60	55,0	2580	177,0	1,50	0,22
9	196	530	2,70	46,0	3090	263,0	1,31	0,02
10	196	520	2,65	83,0	1710	79,1	2,91	0,84
11	202	475	2,35	64,0	2530	153,6	1,65	0,24
12	133	325	2,44	48,0	3250	262,5	1,25	
13	221	525	2,38	63,0	2540	156,7	1,84	0,24
14	164	405	2,47	70,0	2230	125,7	1,93	0,41
15	160	390	2,44	75,0	2000	99,6	1,78	0,57
16	150	365	2,43	65,0	2160	115,7	1,98	0,46
17	174	425	2,44	75,0	2170	117,0	2,31	0,45
18	210	520	2,47	85,0	1790	80,5	2,87	0,76
19	212	550	2,59	55,0	2800	207,0	2,31	0,13
20	217	540	2,49	65,0	2410	147,2	1,71	0,31
21	218	540	2,40	66,0	2390	144,3	1,80	0,32
22	221	550	2,49	66,0	2420	148,6	1,75	0,30
23	225	560	2,49	70,0	2330	137,8	2,10	0,35
24	189	475	2,51	63,0	2170	120,5	2,45	0,46
25	196	495	2,52	70,0	2030	106,0	2,94	0,55
26	163	380	2,33	66,0	2420	139,2	1,92	0,33
27	165	380	2,30	66,0	2440	139,8	1,55	0,29
28	157	380	2,42	93,0	1650	67,1	2,40	0,91
29	156	365	2,34	66,0	2320	128,5	1,86	0,36
30	159	375	2,36	66,0	2360	134,1	1,91	0,33
31	159	385	2,42	100,0	1560	60,0	2,31	
32	190	455	2,40	57,0	2370	137,5	1,69	0,33
33	154	370	2,40	67,0	2090	107,p	1,84	0,51
34	108	255	2,36	60,0	2530	154,2	1,47	0,24
35	216	521	2,41	64,6	2410	143,0	1,57	0,31
36	221	530	2,40	62,0	2580	163,0	1,29	0,24
37	178	432	2,43	64,0	1985	97,7	2,08	0,58
38	215	520	2,42	69,0	2310	132,0	1,28	0,36
39	192	500	2,60	41,0	3440	313,9	1,04	
40	220	545	2,48	65,0	2420	148,2	1,71	0,30
41	262	645	2,46	75,0	2560	164,4	1,54	0,23
42	218	554	2,54	49,0	3270	277,0	1,08	
43	185	459	2,48	69,0	2100	111,5	1,54	0,50
44	206	500	2,43	59,0	2540	160,0	1,51	0,24
45	190	475	2,50	50,0	2700	185,9	1,69	0,17
46	215	545	2,54	53,0	2920	221,5	1,26	0,08
47	210	510	2,43	58,0	2670	176,8	1,31	0,19
48	206	521	2,53	64,0	2340	141,3	1,70	0,35
49	208	503	2,42	59,0	2580	164,1	1,35	0,22
50	230	555	2,41	66,0	2510	155,0	1,36	0,25
51	212	509	2,40	58,0	2710	179,8	1,40	0,16
52	247	652	2,64	50,0	3600	349,5	1,01	
53	148	262	2,43	66,0	2240	124,4	1,78	0,40
54	190	460	2,42	63,0	2270	127,2	1,77	0,38
55	198	485	2,45	78,0	2090	109,5	1,59	0,50
56	180	420	2,33	84,0	1920	87,7	1,69	0,64

Tabela 2 (continuare)

Nr. probă	V (cm³)	G (g)	γ (g/cm³)	t (μs)	$V_{P.b}$ (m/s)	E_{din} (10^3·kg/cm²)	$\frac{E_{din}}{E_{stat}}$	W
57	167	425	2,54	50,4	3070	241,8	1,05	0,02
58	187	455	2,43	78,4	1970	96,2	2,18	0,60
59	167	425	2,55	51,0	3040	240,0	1,57	0,04
60	173	460	2,66	61,0	2620	186,1	1,80	0,25
61	170	405	2,38	73,6	2150	112,3	1,13	0,45
62	161	405	2,51	60,4	2430	151,1	1,53	0,29
63	143	355	2,48	51,0	2590	169,8	1,20	0,22
64	171	420	2,46	66,4	2420	147,0	1,56	0,30
65	90	207	2,30	63,0	200	94,0	1,45	0,57
66	107	275	2,57	62,0	2400	151,0	1,62	0,31
67	107	262	2,45	76,0	1990	99,0	1,65	0,58
68	116	290	2,50	58,0	2810	201,9	1,15	0,12
69	152	355	2,33	89,0	1610	61,7	2,20	0,21
70	114	280	2,46	63,0	2540	162,0	1,37	0,24
71	168	440	2,62	56,4	2750	202,1	1,28	0,14
72	164	405	2,47	64,0	2350	139,0	1,88	0,34
73	165	390	2,36	85,0	1825	80,3	2,12	0,12
74	173	440	2,54	58,0	2690	187,0	1,32	0,17
75	175	435	2,48	57,0	2810	199,5	1,97	0,12
76	173	410	2,37	75,0	2180	115,0	1,69	0,44
77	175	420	2,40	80,2	2060	104,0	2,24	0,43
78	155	375	2,42	60,0	2530	158,0	1,50	0,24
79	105	255	2,43	64,0	2310	133,0	1,90	0,36
80	170	410	2,41	66,0	2360	137,0	1,65	0,33

meratică. Datorită existenței cristalelor de cuarț în cantitate mare, influența matricei argiloase este mică. Undele ultrasonore se propagă prin aceste cristale de cuarț cu viteze mult mai mari decît prin matricea argiloasă. Influența acesteia fiind mică, era normal ca în modulul de elasticitate al rocii să intervină cu o pondere mare modulul de elasticitate ridicat al cuarțului. În ceea ce privește determinările statice, datorită acelorași cristale de cuarț, deformațiile rocii au fost mici, ceea ce a dus la creșterea modulilor de elasticitate statici.

Probele care se caracterizează prin valori relativ scăzute ale modulilor de elasticitate dinamici și statici ($E_{din} < 2.10^5$ kg/cm²; $E_{stat} < 1{,}7.10^5$ kg/cm²) și pentru care raportul E_{din}/E_{stat} este (pentru marea majoritate a cazurilor) mai mare de 1,3, sînt constituite din gresie fină, pe care se află amplasată fundația barajului. În acest fel se explică și numărul mare de probe din această gresie.

Ținînd seamă de particularitățile determinărilor și de condițiile în care ele au fost făcute, mărimile fizice la care se referă măsurătorile noastre (greutate specifică, viteză de propagare, moduli de elasticitate dinamici și statici) pot fi considerate variabile aleatorare. De aceea, am considerat necesară efectuarea unui studiu statistic al rezultatelor obținute din măsurători.

Corelarea modulilor de elasticitate dinamici cu cei statici este problema cheie în studiul proprietăților elastice ale rocilor, eforturile cercetărilor fiind îndreptate spre studierea cantitativă a acestei probleme.

În figura 5 sînt reprezentate valorile raportului E_{din}/E_{stat} ca funcție de E_{din}. Deși dispersia punctelor este mare se poate observa că pentru moduli mari (roci cu elasticitate mare), acest raport tinde către unu. Această constatare vine în sprijinul observației făcute de alți autori [6].

Unii autori [7] admit că între modulii dinamici și cei statici există o relație liniară empirică :

$$E_{din} = kE_{stat}, \tag{4}$$

unde k este coeficient ($k > 1$), care depinde de tipul rocii, vîrstă, porozitate etc.

În scopul stabilirii unei relații dintre E_{din} și E_{stat}, am reprezentat în figura 6 valorile E_{din} ca funcție de E_{stat}. După eliminarea punctelor de pe grafic care se abat mult de la curba medie, am calculat prin metoda celor mai mici pătrate ecuația de corelație între cei doi moduli și am obținut* :

$$\overline{E}_{din} = 2{,}195\, E_{stat} - 5{,}913 \cdot 10^{-6}\, E_{stat}^2 \tag{5}$$

pentru $0 < E_{stat} < 170 \cdot 10^3$ kg/cm².

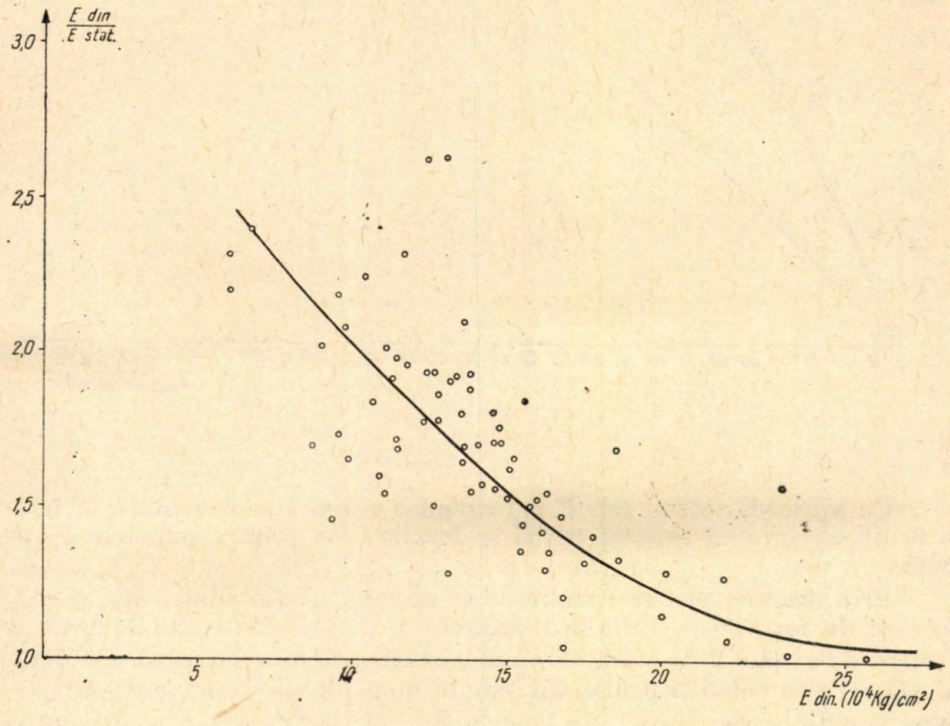


Fig. 5

*) Coeficienții acestei ecuații au fost calculați prin procedeul clasic folosind o mașină electrică de calcul obișnuită. În anexă sînt prezentate rezultatele calculelor făcute de calculatorul IMB/360 după un program în F. Fortran întocmit de noi.

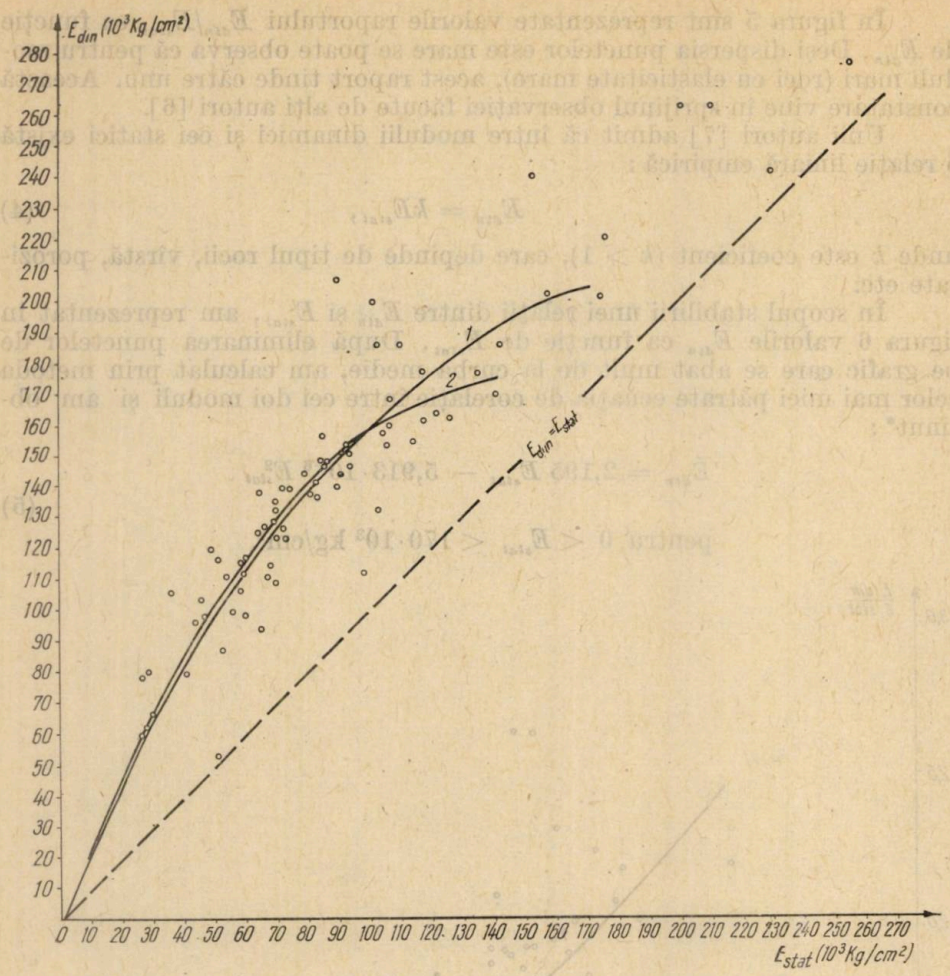


Fig. 6

Cu ajutorul acestei relații am calculat curba 1 reprezentată în figura 6. Se observă că această curbă se înscrie bine printre punctele de pe grafic.

Prin urmare, pentru cazul studiat de noi, relația dintre E_{din} și E_{stat} nu este de forma (4), valorile reprezentate înscriindu-se mai bine după o curbă de gradul 2 de tipul parabolei, exprimată de relația (5). Evident, relația (5) este valabilă pentru un anumit domeniu de valori, întrucît creșterea modulului de elasticitate face ca E_{stat} să tindă către E_{din}, iar curba de corelație va trebui să aibă ca asimptotă dreapta $E_{din} = E_{stat}$ (fig. 6).

După cum se știe, coeficientul de corelație reprezintă în statistica matematică indicatorul intensității corelației numai în cazul în care aceasta are formă liniară. Pentru caracterizarea intensității corelației neliniare

se utilizează raportul de corelație, cunoscut și sub denumirea de indice de corelație [8], definit de relația :

$$\eta = \sqrt{\frac{\sigma^2_{E_{din}} - \sigma^2_{\overline{E}_{din}}}{\sigma^2_{E_{din}}}}, \tag{6}$$

unde

$$\sigma^2_{E_{din}} = \frac{\sum_{i=1}^{n} (E_{din.i} - E_{din.m})^2}{n} \tag{7}$$

este dispersia totală a variabilei dependente corelate, iar

$$\sigma^2_{\overline{E}_{din}} = \frac{\sum_{i=1}^{n} (E_{din.i} - \overline{E}_{din.})^2}{n} \tag{8}$$

este dispersia valorilor empirice față de valorile teoretice $\overline{E}_{din}$ calculate cu ajutorul formulei (5).

Calculele au condus la următoarea valoare a raportului de corelație :

$$\eta = 0{,}94. \tag{9}$$

Această valoare foarte apropiată de unitate dovedește că legătura dintre variabilele studiate, exprimată de relația neliniară (5), se caracterizează printr-o intensitate mare. Merită să fie menționat faptul că relații neliniare între E_{din} și E_{stat} au mai fost stabilite numai în lucrarea [6]. Deci ecuația (5) stabilită în această lucrare ar fi al doilea caz de relație neliniară între E_{din} și E_{stat}, semnalat în literatura de specialitate.

Pe baza datelor din tabelele 1 și 2 am reprezentat sub formă de histograme, frecvențele experimentale pentru cei patru parametri fizici măsurați. Valorile medii ale celor patru mărimi sînt următoarele :

$$\gamma_m = 2{,}44 \text{ g/cm}^2; \quad V_{P.b.m.} = 2\,350 \text{ m/s};$$
$$E_{din.m} = 134.10^3 \text{ kg/cm}^2; \quad E_{stat.m} = 75.10^3 \text{ kg/cm}^2, \tag{10}$$

iar dispersiile au valorile :

$$\sigma^2_{\gamma} = 0{,}0067; \qquad \sigma^2_{V_{P.b}} = 81.216;$$
$$\sigma^2_{E_{din}} = 1075.10^6; \qquad \sigma^2_{E_{stat}} = 1027.10^6. \tag{11}$$

De obicei, gradul de împrăştiere al unei variabile aleatoare se exprimă nu prin dispersie, ci prin abatarea medie pătratică, care în cazul nostru are următoarele valori :

$$\sigma_\gamma = 0{,}082 \text{ g/cm}^3; \qquad \sigma_{V_{P.b}} = 285 \text{ m/s};$$
$$\sigma_{E_{din}} = 32{,}8.10^3 \text{ kg/cm}^2; \qquad \sigma_{E_{stat}} = 32.10^3 \text{ kg/cm}^2. \tag{12}$$

Analizînd histogramele din figurile 7—10 observăm că forma lor sugerează legea normală. Calculele făcute cu ajutorul formulei densităţii de repartiţie (sau de probabilitate), pentru legea normală, au permis construirea curbelor distribuţiei (frecvenţelor) teoretice pentru cele patru variabile aleatoare (fig. 7—10).

Pentru a verifica ipoteza că cele patru distribuţii empirice urmează legea normală, am aplicat procedeul χ^2. În cazul verificării ipotezelor cu ajutorul testului de concordanţă χ^2, eroarea e, pe care o comitem admiţînd că frecvenţele obţinute experimental sînt realizări ale unei anumite distribuţii teoretice, se calculează [9] cu ajutorul relaţiei :

$$e = \sum_{i=1}^{m} \frac{(f_i - f_i')^2}{f_i'}, \tag{13}$$

unde f_i sînt frecvenţe obţinute experimental, iar f_i' frecvenţele teoretice corespunzătoare.

Ne alegem un prag de încredere δ şi căutăm în tabele un număr χ^2_δ, astfel ca

$$P(e \leqslant \chi^2_\delta) = 1 - \delta. \tag{14}$$

Calculele făcute pentru :

$$2{,}35 \leqslant \gamma \leqslant 2{,}65; \quad 2\,000 \leqslant V_{P.b} \leqslant 2700;$$
$$80.10^3 \leqslant E_{din} \leqslant 180.10^3; \quad 30.10^3 \leqslant E_{stat} \leqslant 130\,10^3,$$

cu 7 grade de libertate pentru γ şi $V_{P.b}$, cu 8 grade de libertate pentru E_{din} şi 10 pentru E_{stat}, au condus la următoarele valori ale erorii e :

$$e_\gamma = 10{,}3; \quad e_{V_{P.b}} = 0{,}42; \quad e_{E_{din}} = 1{,}54; \quad e_{E_{stat}} = 5{,}01. \tag{15}$$

Admiţînd $\delta = 0{,}05$, rezultă din tabele următoarele valori pentru χ^2_δ :

$$\chi^2_{\delta,\gamma} = \chi^2_{\delta,V_{P.b}} = 14{,}1; \quad \chi^2_{\delta,E_{din}} = 15{,}5; \quad \chi^2_{\delta,E_{stat}} = 18{,}3. \tag{16}$$

Deoarece erorile (15) sînt mai mici decît valorile χ^2_δ corespunzătoare — valorile (16) — rezultă că putem admite, cu o probabilitate chiar mai

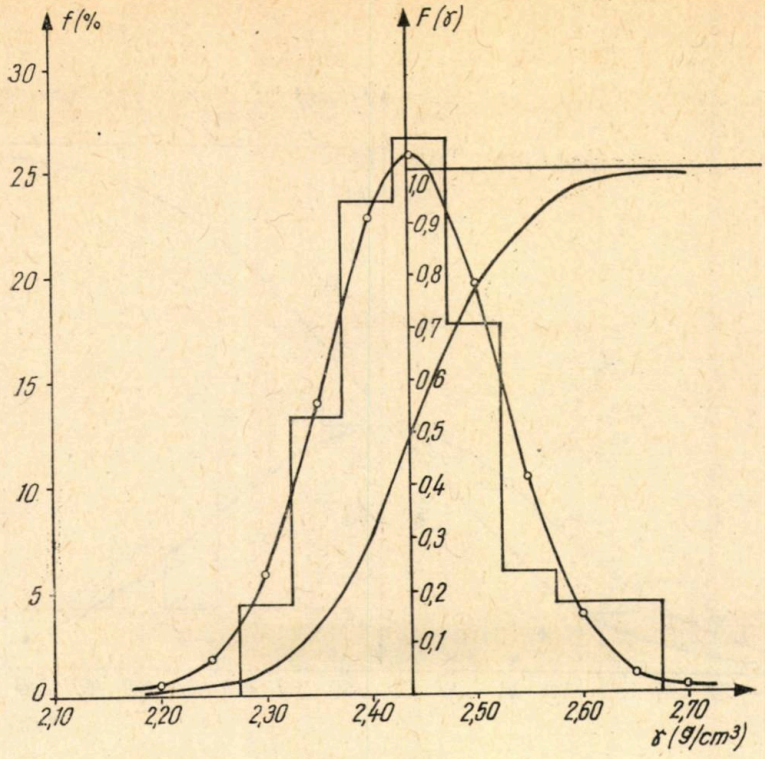

f(%
F(δ)
30
25
20
15
10
5
0
1,0
0,9
0,8
0,7
0,6
0,5
0,4
0,3
0,2
0,1
2,10
2,20
2,30
2,40
2,50
2,60
2,70
δ (g/cm³)

Fig. 7

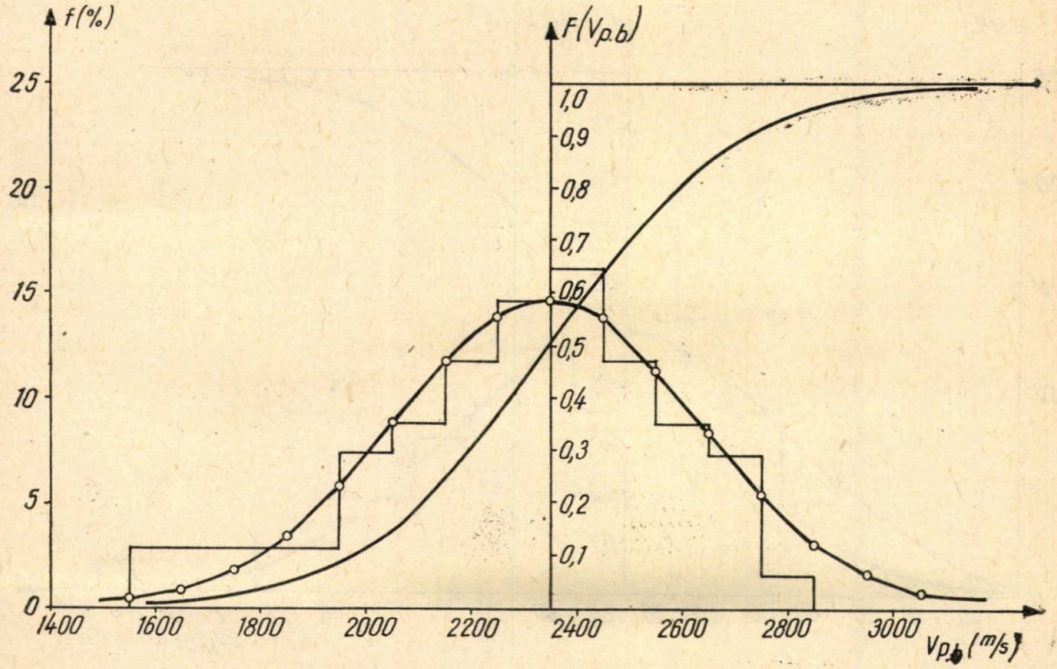

f(%)
F(Vp.b)
25
20
15
10
5
0
1,0
0,9
0,8
0,7
0,6
0,5
0,4
0,3
0,2
0,1
1400
1600
1800
2000
2200
2400
2600
2800
3000
Vp.b (m/s)

Fig. 8

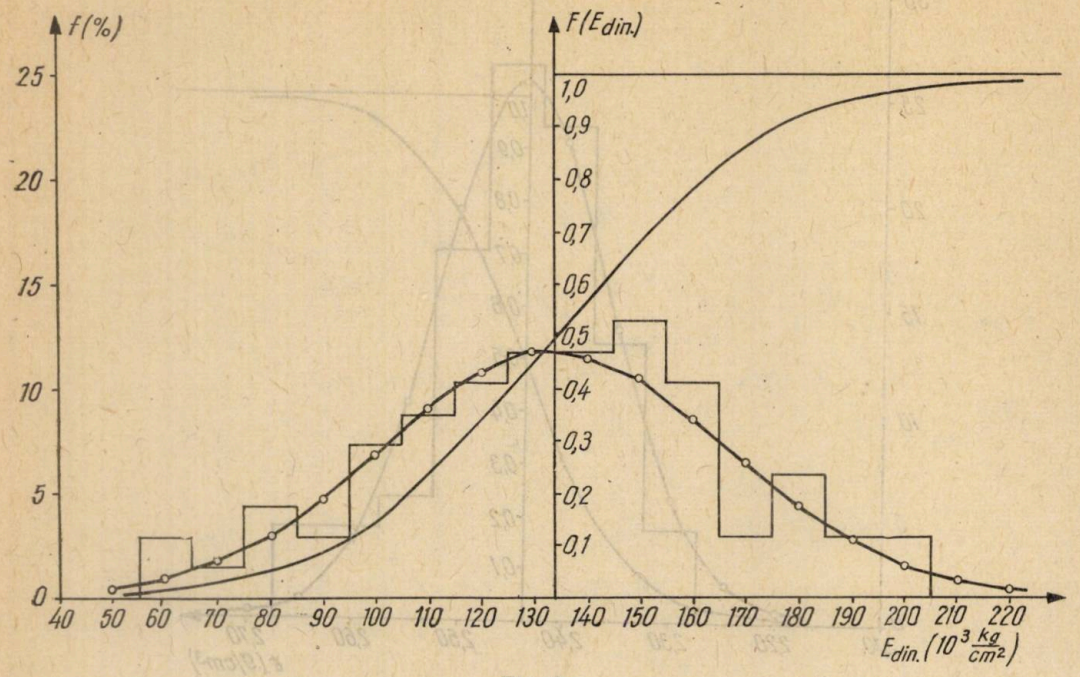

f(%)
F(Edin.)
25
20
15
10
5
0
1,0
0,9
0,8
0,7
0,6
0,5
0,4
0,3
0,2
0,1
40 50 60 70 80 90 100 110 120 130 140 150 160 170 180 190 200 210 220
Edin.(10³ kg/cm²)

Fig. 9

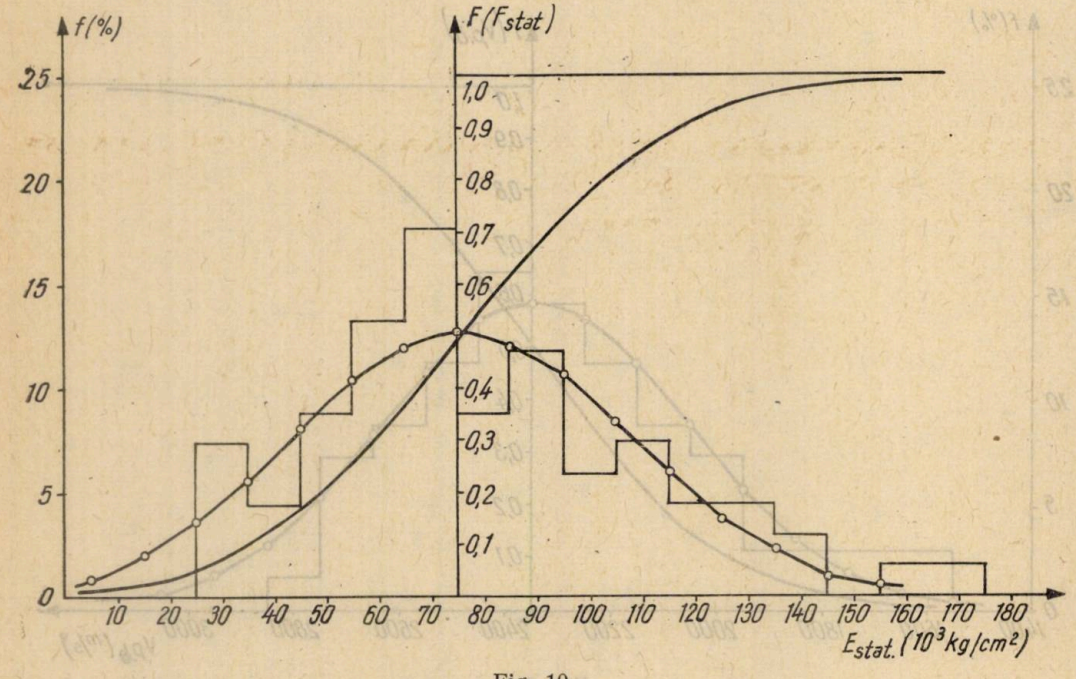

f(%)
F(Fstat)
25
20
15
10
5
0
1,0
0,9
0,8
0,7
0,6
0,4
0,3
0,2
0,1
10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 110 120 130 140 150 160 170 180
Estat.(10³kg/cm²)

Fig. 10

mare de 0,95, că frecvențele obținute experimental sînt realizări ale distribuției teoretice normale. Prin urmare, diferențele dintre distribuțiile empirice și cele teoretice sînt întîmplătoare.

După cum se știe, funcția de repartiție a unei variabile aleatoare X este

$$F(x) = P(X < x). \tag{17}$$

În cazul legii normale, această funcție are expresia

$$F(x) = \frac{1}{2} + \Phi\left(\frac{x - m}{\sigma}\right), \tag{18}$$

unde Φ este funcția integrală a lui Laplace, m reprezintă valoarea medie a parametrului respectiv, iar σ este abaterea medie pătratică.

Calculele efectuate cu ajutorul relației (18) au permis reprezentarea curbelor $F(x)$ pentru cei patru parametri măsurați (fig. 7 — 10). Pe aceste curbe se poate citi direct, pentru orice valoare x a parametrului, probabilitatea ca acel parametru să fie mai mic decît valoarea respectivă x.

Analizînd valorile (12) ale abaterilor medii pătratice, observăm că acestea sînt relativ mari. Cauzele sînt în mare parte cunoscute. Ele sînt reprezentate pe de o parte, de variația compoziției și stării rocii de la o probă la alta și, pe de altă parte, de condițiile în care se fac măsurătorile, în special cele de laborator. În această situație capătă o mare importanță cunoașterea gradului de certitudine cu care putem admite ca parametrii fizici studiați să aibă valori cuprinse între anumite limite. Acest grad de certitudine se exprimă prin probabilitatea ca acel parametru să capete valori cuprinse într-un anumit domeniu.

Calculele acestei probabilități au condus la următoarele valori:

$$P(2{,}35 < \gamma < 2{,}55) = 0{,}8\,; \quad P(2000 < V_{P.\,l} < 2600) = 0{,}7$$

$$P(100.10^3 < E_{din} < 200.10^3) = 0{,}83\,; \quad P(20.10^3 < E_{stat} < 100.10^3) = 0{,}75.$$

Putem admite, deci, cu o probabilitate de 0,8 că densitatea rocilor măsurate este de 2,35 — 2,55 g/cm³. Observăm că viteza de propagare capătă valori într-un domeniu relativ larg. Astfel, probabilitatea ca viteza $V_{P.\,l}$ să fie cuprinsă între 2000 m/s și 2600 m/s este numai de 0,7. Putem admite, de asemenea, cu o probabilitate de 0,8 că modulul de elasticitate dinamic al gresiilor din fundația barajului Paltinul are valori de ordinul $1 - 2.10^5$ kg/cm². Modulul de elasticitate static al rocilor studiate are cu o probabilitate de 0,75, valori de ordinul $p.10^4$ kg/cm² (p=2,3 ...9).

În legătură cu factorii care conduc la valori diferite ale modulilor de elasticitate determinați prin cele două metode, am făcut un studiu al influenței pe care o are gradul de fisurație al rocilor asupra raportului E_{din}/E_{stat}. Pentru a caracteriza această influență am determinat poro-

zitatea rocilor cu ajutorul următoarei relații dedusă în lucrarea [10]:

$$W = \frac{\frac{V_2}{V_{P.b}} - 1}{\frac{V_2}{V_1} - 1}, \tag{19}$$

în care:

V_1 este viteza în materialul de umplutură al fisurilor, considerată egală cu viteza $V_{P.b}$ minimă obținută în zonă;

V_2 reprezintă viteza în scheletul solid al rocii, considerată egală cu viteza $V_{P.b}$ maximă obținută în zonă;

$V_{P.b}$ este viteza de propagare în eșantionul respectiv, iar W reprezintă porozitatea.

Rezultatele acestor calcule sînt trecute în ultima coloană a tabelei 2, iar în figura 11 sînt reprezentate valorile raportului E_{din}/E_{stat} funcție de porozitatea W. Cu toate că împrăștierea punctelor de pe grafic este mare (fig. 11), se poate admite că relația dintre cele două mărimi este liniară.

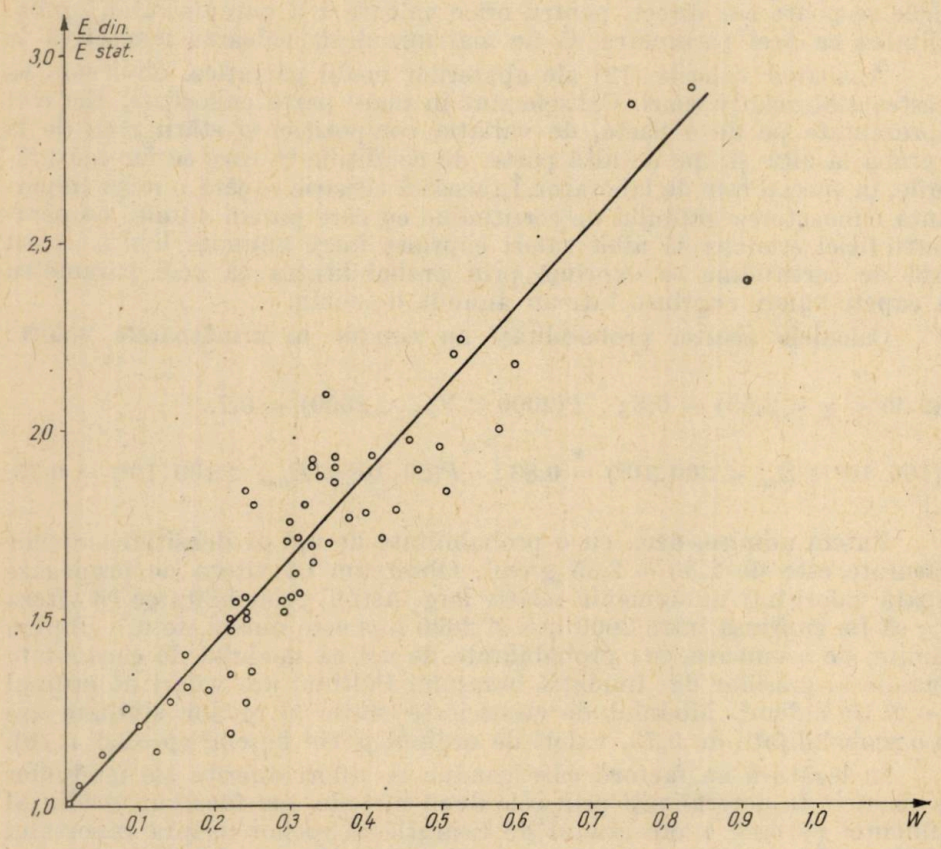


Fig. 11

Din analiza graficului prezentat în figura 11 se observă că pentru porozităţi mici raportul E_{din}/E_{stat} tinde către unitate, iar pentru valori mari ale porozităţii tinde către 3.

Acest calcul confirmă ipoteza influenţei plastifierilor locale, datorate neomogenităţilor din rocă (fisuri), asupra valorilor raportului E_{din}/E_{stat}. Datorită concentrărilor de eforturi la capetele microfisurilor din rocă (supusă compresiunii), precum şi la contactul dintre cristalele de cuarţ şi matricea marno-argiloasă, apar zone de deformaţie plastică ce conduc la micşorarea valorii modulului de elasticitate static. Această comportare elasto-plastică a rocilor supuse compresiunii reprezintă o explicaţie calitativă a diferenţei dintre modulii de elasticitate determinaţi prin cele două metode.

ANEXA

Întrucît volumul de calcule cerut de metoda celor mai mici pătrate este relativ mare iar eliminarea unor puncte (puncte care se abat mult de la curba medie) de pe graficul din figura 6 s-a bazat, în cazul stabilirii ecuaţiei (5), pe criterii subiective, am considerat necesară alcătuirea unui program pentru calcularea ecuaţiei de corelaţie între E_{din} şi E_{stat}. Programul a fost alcătuit în F. Fortran pentru calculatorul IBM/360/40, conform schemei logice din figura 12.

Programul şi-a propus calculul prin metoda celor mai mici pătrate a ecuaţiei de corelaţie între E_{din} şi E_{stat} şi eliminarea pe baza criteriului lui Chauvenet a unor puncte de pe grafic astfel încît indicele de corelaţie η să fie mai mare decît 0,9.

Eliminarea unor valori se face ataşînd celor doi vectori **X(I)** şi **Y(I)** un vector indicator *Ind* (*I*). Vectorul **X(I)** corespunde modulului E_{stat} şi **Y(I)** modulului E_{din}. Vectorul indicator capătă valoarea 1 pentru punctele eliminate şi zero pentru cele luate în considerare în calculul ecuaţiei de corelaţie şi a indicelui de corelaţie.

Ecuaţia de corelaţie calculată de IBM/360/40 după schema din figura 12 are forma :

$$\overline{E}_{din} = 2{,}46493\, E_{stat} - 8{,}79017 . 10^{-6}\, E^2_{stat} \qquad (20)$$

pentru $0 < E_{stat} < 140 . 10^3$ Kg/cm^2

Pentru indicele de corelaţie s-a obţinut valoarea $\eta = 0{,}922$, ceea ce demonstrează o intensitate mare a corelaţiei. Parabola exprimată de ecuaţia (20) este reprezentată în figura 6 de curba 2.

Explicaţia diferenţelor dintre cele două curbe (curbele 1 şi 2 din figura 6) constă în aceea că numărul de puncte eliminate într-un caz nu coincide cu numărul de puncte eliminate în celălalt caz.

Întrucît la stabilirea ecuaţiei (20) s-a folosit un criteriu mult mai obiectiv de eliminare a punctelor cu abateri mari de la curba medie, considerăm că această ecuaţie exprimă mai bine corelaţia dintre cei doi moduli decît ecuaţia (5). Analiza comparativă a curbelor din figura 6 arată însă că nu se face practic nici o greşeală dacă în locul ecuaţiei (20) se ia în considerare ecuaţia (5).

Primit la redacţie la 5 mai 1970.

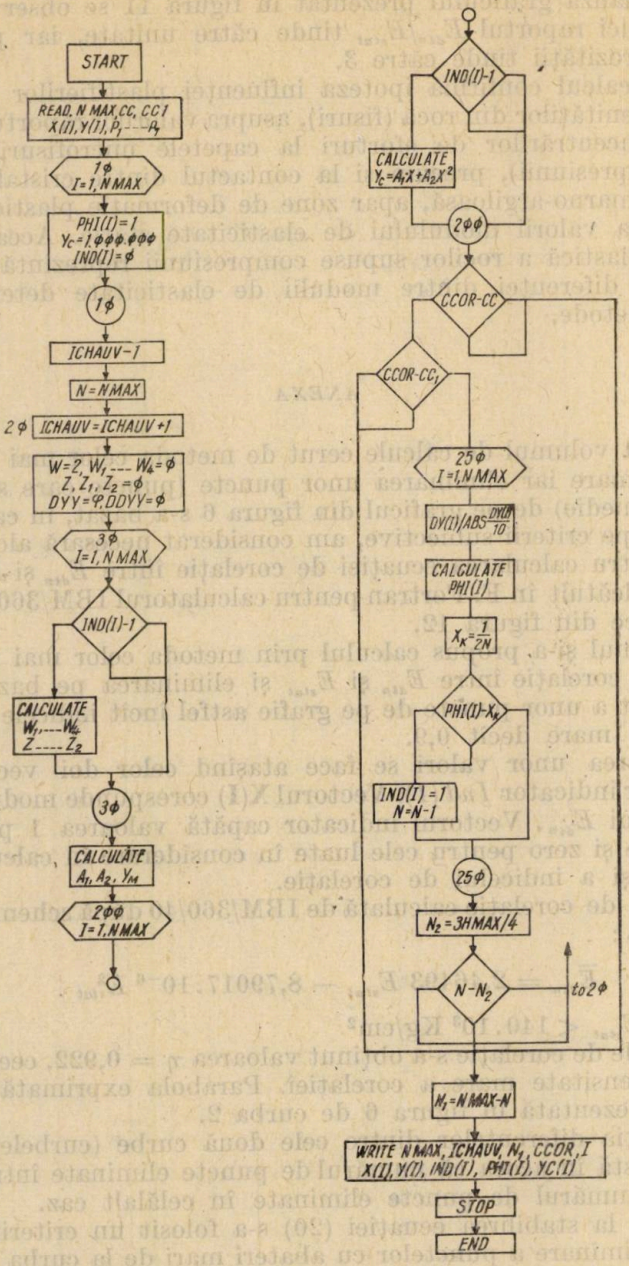

START
READ, N MAX, CC, CC1
X(I), Y(I), P1 --- P4
1φ
I=1, N MAX
PHI(I)=1
YC=1.φφφ.φφφ
IND(I)=φ
1φ
ICHAUV-1
N=N MAX
2φ ICHAUV=ICHAUV+1
W=2, W1 --- W4=φ
Z, Z1, Z2=φ
DYY=9.DDYY=φ
3φ
I=1, N MAX
IND(I)-1
CALCULATE
W1,---W4
Z ---- Z2
3φ
CALCULATE
A1, A2, YM
2φφ
I=1, N MAX
IND(I)-1
CALCULATE
YC=A1X+A2X2
2φφ
CCOR-CC
CCOR-CC1
25φ
I=1, N MAX
DY(I)/ABS DYCR/10
CALCULATE PHI(I)
XK=1/2N
PHI(I)-XK
IND(I)=1
N=N-1
25φ
N2=3HMAX/4
N-N2
to 2φ
N1=N MAX-N
WRITE N MAX, ICHAUV, N1, CCOR, I
X(I), Y(I), IND(I), PHI(I), YC(I)
STOP
END

Fig. 12

BIBLIOGRAFIE

1. I. Vasiliu, Gh. Merkler, T. Vlăduț, *Contribuții geofizice la studiul geotehnic al amplasamentului sistemului hidroenergetic și de navigație de la Porțile de Fier.* St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geofizică, **5**, *1* (1967).
2. Gh. Merkler, T. Vlăduț, I. Vasiliu, *Caracterizarea rocilor prin studii geofizice și geotehnice paralele pentru fundațiile construcțiilor hidrotehnice.* St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geofizică, **5**, *1* (1967).
3. D. Sălișteanu, P. Ghelfan, *Determinarea de laborator a vitezelor de propagare a undelor elastice în roci, cu ajutorul unei instalații de ultrasunete cu impulsuri.* Petrol și Gaze, *2* (1963).
4. J. Hawkes, *Moduli measurements an rock cores. Proceedings of the first Congress of the International Society of the Rock Mechanics.* Lisboa, 1966.
5. A. Love, *A Treatise on the Mathematical Theory of Elasticity.* New York, 1944.
6. B. Kujundzić, *Correlation between static and dynamic investigation of rock mass „in situ". Proceedings of the first Congress of the International Society of Rock Mechanics.* Lisbon, 1966.
7. I. Făcăuaru, C. Negoiță, A. Bernath, *Măsuri și control cu ultrasunete*, Edit. tehnică, București, 1965.
8. I. Marinescu, C. Moineagu, R. Niculescu, N. Rancu, V. Urseanu, *Elemente de statistică matematică și aplicațiile ei.* Edit. științifică, București, 1966.
9. G. Mihoc, N. Micu, *Elemente de teoria probabilităților și statistică.* Edit. didactică și pedagogică, București, 1966.
10. F. Gassmann, *Elastic Waves through a Packing of Spheres.* Geophysics, *3*, 1953.

REZULTATELE DETERMINĂRII COEFICIENȚILOR DE ABSORBȚIE AI UNDELOR SEISMICE ÎNREGISTRATE PE OPT PROFILE DE REFRACȚIE DIN PLATFORMA MOESICĂ

DE

D. ENESCU, T. ORBAN, A. PÎRJOL, I. RAȘEEV

Institutul de geofizică aplicată, str. Izvor nr. 78, București

INTRODUCERE

Pînă nu de mult, la interpretarea datelor de observație obținute în prospecțiunea seismică se foloseau îndeosebi caracteristicile cinematice ale undelor, iar caracteristicile dinamice se utilizau în special pentru corelarea undelor și pentru stabilirea condițiilor optime de împușcare și înregistrare. Complexitatea structurii subsolului face necesară prelucrarea datelor prospecțiunii seismice, legată în special de necesitatea precizării variațiilor de facies, a efilărilor de strate, a stratelor subțiri etc. Rezolvarea acestor probleme impune folosirea ambelor categorii de caracteristici : cinematice și dinamice. Pentru a se cunoaște modul în care diferitele proprietăți ale mediului se reflectă în caracteristicile dinamice ale undelor, s-au dezvoltat metode experimentale de studiu al caracteristicilor dinamice în medii reale. În paralel cu cercetările de teren s-au dezvoltat atît studiile teoretice cît și cele pe modele. Soluțiile teoretice și datele obținute pe modele în cazul mediilor cu structură simplă permit abordarea analizei fizice a legităților observate experimental asupra propagării undelor în medii mai complexe. Studiul dependenței caracteristicilor dinamice ale undelor de caracteristicile mediului nu este încheiat, în sensul că nu s-au stabilit încă legități definitive ci numai aproximative. Aceasta se datorește faptului că, în cazul mediilor reale, factorii care influențează asupra propagării undelor sînt foarte mulți și acționează de obicei concomitent. De aceea, extrapolarea rezultatelor obținute în cazul studiilor asupra influenței diferiților factori, luați izolat, la condițiile mediilor reale, trebuie făcută cu multă atenție.

Deși pe plan mondial studiile referitoare la caracteristicile dinamice sînt destul de avansate, atît în ceea ce privește teoria cît și experimentarea în laborator și pe teren, la noi în țară cercetările se găsesc abia la început.

ST. CERC. GEOL. GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM 8, NR. 2, P 191–202, BUCUREȘTI, 1970

În lucrarea de față sînt aduse cîteva contribuții la problema determinării parametrilor de absorbție ce caracterizează mediile reale, pe baza studiului unui volum relativ mare de date de teren obținute prin înregistrări seismice efectuate în Platforma Moesică.

MATERIALUL DE OBSERVAȚIE

Pentru determinarea coeficienților de absorbție am prelucrat, în cadrul lucrării de față, seismogramele de refracție de pe opt profile din Platforma Moesică (fig. 1). Folosirea unor astfel de înregistrări este justificată, pe de o parte, de importanța pe care caracteristicile dinamice o au în urmărirea undelor refractate și, pe de altă parte, de particularitățile aparaturii seismice. Undele refractare au frecvențe mai joase decît cele ale undelor reflectate, ceea ce face ca forma oscilațiilor să fie mai puțin alterată în timpul propagării. În ceea ce privește aparatura de înregistrare, sînt îndeplinite condițiile necesare redării corecte a amplitudinilor datorită eliminării mixerului și reglării automate de amplificare; de asemenea posibilitățile de amplificare și numărul de canale (60) sînt mai mari ca la reflexie.

Exploziile au fost efectuate în sonde grupate. Numărul sondelor a fost funcție de cantitatea de exploziv, care a oscilat de la cîteva zeci la cîteva sute de kilograme. Înregistrările au fost efectuate cu stații oscilografice cu 60 de canale. Distanța dintre două geofoane vecine a fost de 100 m. S-a folosit schema de observație cu hodografi completi și imcompleți în ambele sensuri de înregistrare. În cele mai multe cazuri schemele de observație au fost adaptate în scopul urmăririi undei de la fundament.

Determinările de coeficienți de absorbție presupun utilizarea unei tehnici speciale de înregistrare. Înregistrările fiind efectuate în scopul urmăririi unei (sau unor) anumite limite, materialul de observație de care am dispus nu a fost întotdeauna adecvat unei prelucrări corespunzătoare gradului de precizie cerut.

În legătură cu materialul de observație au apărut și alte dificultăți legate în principal de următorii factori:

— reglarea necorespunzătoare a aparaturii de înregistrare; de exemplu, treptele de amplificare nu erau alese totdeauna corect, ceea ce a dus la atenuarea rapidă a undelor;

— incertitudinea transcrierii corecte a valorii treptelor de amplificare pentru unele grupe de canale;

— existența unor perturbații locale, care aduc în stare de oscilație unele canale, înaintea primelor sosiri (mult mai grave fiind în cazul canalelor de legătură);

— existența unor dispozitive prea scurte sau ocoliri plasate uneori chiar în regiunea interesantă pentru calcule.

Cu toate aceste dificultăți s-a putut prelucra o mare parte din seismogramele înregistrate pe cele opt profile, ceea ce a permis tragerea unor concluzii importante privind absorbția undelor seismice. Volumul de date de observație (seismogramele) prelucrate a fost foarte mare, acesta con-

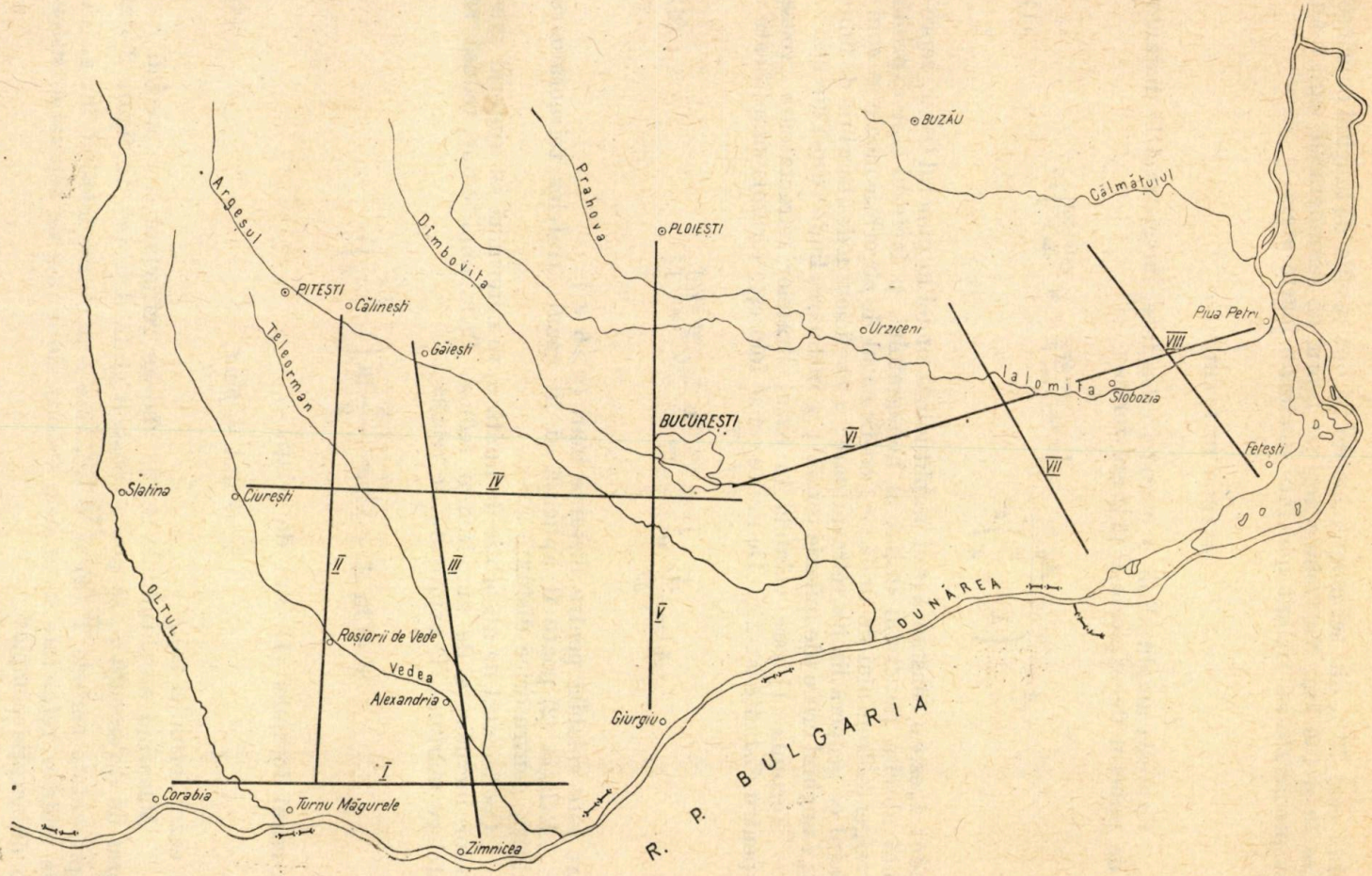

BUZĂU
Călmățuiul
Argeșul
Dîmbovița
Prahova
PLOIEȘTI
PITEȘTI
Călinești
Teleorman
Găiești
Urziceni
Piua Petri
VIII
Ialomița
Slobozia
BUCUREȘTI
VI
VII
Fetești
Slatina
Ciurești
IV
II
III
V
OLTUL
DUNĂREA
Roșiorii de Vede
Vedea
Alexandria
Giurgiu
I
Corabia
Turnu Măgurele
Zimnicea
R. P. BULGARIA

Fig. 1

ținînd cca. 70% din seismogramele de pe opt profile de lungimi cuprinse între 70 și 150 km. Nu trebuie neglijat faptul că seismografele care n-au fost prelucrate au trebuit mai întîi analizate foarte atent.

METODA DE LUCRU

Expresia amplitudinii A a undei refractate, înregistrată la distanța x de punctul de explozie O [1], are forma:

$$A = \frac{A_0}{\left(1 - \frac{x_i}{x}\right) x^p} e^{\left\{-\alpha_m \frac{\sin(i \pm \varphi_x)}{\cos i} - \alpha_i \frac{\cos(i \pm \varphi_x)}{\cos i}\right\} x}, \tag{1}$$

unde: A_0 este o constantă (sau amplitudinea undei în punctul O); x_i reprezintă abscisa punctului inițial al hodografului, p factorul care exprimă divergența frontului de undă; α_m coeficientul de absorbție mediu în complexul ce acoperă limita refractatoare; α_i coeficientul de absorbție de limită; i unghiul critic (de reflexie totală); φ_x înclinarea limitei după direcția x.

Formula (1) este valabilă în cazul stratelor refractatoare groase și pentru distanțe $x > 2x_i$. De multe ori se folosește formula simplificată:

$$A = \frac{A_0}{x^p} e^{\left\{-\alpha_m \frac{\sin(i \pm \varphi_x)}{\cos i} - \alpha_i \frac{\cos(i \pm \varphi_x)}{\cos i}\right\} x}, \tag{2}$$

care este valabilă pentru distanțe mari ($x \geqslant 6\ x_i$).

Relația (2) poate fi aplicată și în cazul stratelor refractatoare subțiri, pentru orice distanțe $x > x_i$. .

Coeficientul de absorbție de limită α_i se determină cu ajutorul graficelor încrucișate de amplitudini reduse. Prin amplitudine redusă se înțelege mărimea Ψ exprimată de relația

$$\Psi = \ln A + p \ln x + \frac{3}{2} \ln \left(1 - \frac{x_i}{x}\right), \tag{3}$$

în cazul formulei (1), sau de relația

$$\Psi = \ln A + p \ln x, \tag{4}$$

în cazul formulei (2).

Măsurînd amplitudinile A ale undelor refractate și cunoscînd factorul de divergență p, se poate construi graficul $\Psi(x)$. În figura 2 sînt reprezentate curbele $\overrightarrow{\Psi}(x)$ și $\overleftarrow{\Psi}(x)$, care s-ar obține folosind înregistrările undelor refractate în ambele sensuri ale limitei de separație (sistem de observație complet).

Ținînd seama de (1) sau (2) și de (3) sau (4), pot fi scrise următoarele relații pentru mărimile Ψ într-un punct oarecare $B(x,0)$ (fig. 2):

$$\overrightarrow{\Psi} = -\alpha_l\, x \frac{\cos(i+\varphi_x)}{\cos i} - \alpha_m\, x \frac{\sin \varphi_x}{\cos i} + C_1$$

$$\overleftarrow{\Psi} = -\alpha_l\,(a-x)\frac{\cos(i-\varphi_x)}{\cos i} - \alpha_m\,(a-x)\frac{\sin(-\varphi_x)}{\cos i} + C_2. \quad (5)$$

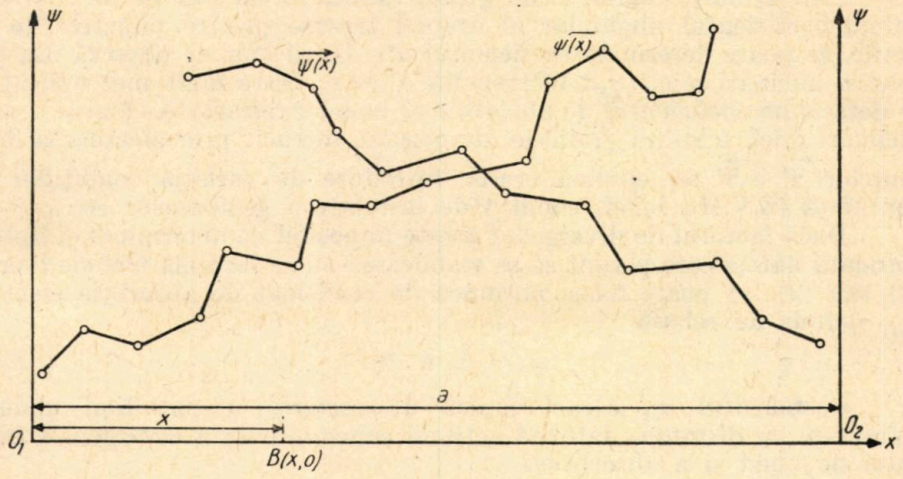


Fig. 2

Din (5) rezultă

$$\overleftarrow{\Psi} - \overrightarrow{\Psi} = 2\alpha_l\, x \cos \varphi_x + C. \quad (6)$$

Mărimile C_1, C_2 și C sînt constante. Ecuația (6) reprezintă o dreaptă al cărei coeficient unghiular este $2\ \alpha_l \cos \varphi_x$.

Prin urmare:

$$\alpha_l = \frac{\Delta\,(\overleftarrow{\Psi} - \overrightarrow{\Psi})}{2\Delta\ x \cos \varphi_x}. \quad (7)$$

Etapele determinării coeficientului de absorbție α_l sînt următoarele:

— măsurarea amplitudinilor A pe seismograme;

— calcularea amplitudinilor reduse $\overrightarrow{\Psi}$ și $\overleftarrow{\Psi}$ cu ajutorul formulei (3) sau (4) și construirea graficelor $\overrightarrow{\Psi}(x)$ și $\overleftarrow{\Psi}(x)$;

— calcularea diferențelor $\overleftarrow{\Psi} - \overrightarrow{\Psi}$ și reprezentarea lor grafică în funcție de x;

— determinarea coeficientului α_l cu ajutorul formulei (7).

Înclinarea φ_x poate fi determinată de pe secțiunea de adîncime sau cu ajutorul hodografilor. Pentru $\varphi_x < 15°$ se poate considera $\cos \varphi_x \simeq 1$.

Dacă nu există posibilitatea construirii graficelor pentru ambele sensuri ale limitei, se pot folosi numai graficele construite într-un singur sens. În acest caz se determină un coeficient de absorbție aparent α^*. După cum rezultă din oricare din ecuațiile (5), coeficientul α^* are expresia :

$$\alpha^* = \left| \frac{\Delta \Psi}{\Delta x} \right| = \alpha_l \frac{\cos (i \pm \varphi_x)}{\cos i} + \alpha_m \frac{\sin (\pm \varphi_x)}{\cos i}. \tag{8}$$

Prin urmare, reprezentînd grafic valorile Ψ în funcție de x și calculînd coeficientul unghiular al dreptei trasate printre punctele de pe grafic, se poate determina coeficientul α^*. După cum se observă din (8), pentru înclinări mici ($\varphi_x < 15°$) rezultă $\alpha^* \simeq \alpha_l$. Este mult mai indicat să se determine coeficientul de absorbție al undelor refractate, chiar și pentru înclinări mici, folosind graficele încrucișate, întrucît prin efectuarea diferențelor $\overleftarrow{\Psi} - \overrightarrow{\Psi}$ se elimină erorile introduse de variația condițiilor de suprafață (Z.V.M., relief, condiții de instalare a geofoanelor etc.).

Dacă factorul de divergență p este imposibil de determinat și lipsesc totodată datele care permit să se stabilească cu ce formulă trebuie lucrat, (1) sau (2), se poate folosi noțiunea de coeficient de absorbție efectivă α_{ef}, definit de relația

$$A = A_0 \, e^{-\alpha_{ef} x}. \tag{9}$$

Coeficientul α_{ef} caracterizează descreșterea amplitudinii undelor refractate cu distanța, datorită acțiunii concomitente a divergenței frontului de undă și a absorbției.

În vederea determinării acestui coeficient trebuie să se aproximeze curba de variație a amplitudinii observate A cu o curbă exponențială de forma (9).

Logaritmînd relația (9) rezultă

$$\ln A = - \alpha_{ef} x + C; \quad C = \ln A_0. \tag{10}$$

Prin urmare, reprezentînd grafic valorile $\ln A(x)$, coeficientul α_{ef} se poate determina prin calcularea coeficientului unghiular al dreptei trasate printre punctele de pe grafic.

PRELUCRAREA DATELOR ȘI INTERPRETAREA REZULTATELOR

După cum s-a arătat mai sus, materialul de observație folosit pentru determinări a fost reprezentat de seismogramele de refracție obținute pe opt profile de refracție din Platforma Moesică, de către Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice a Ministerului Petrolului [2].

După alegerea seismogramelor care se pretau cel mai bine la aplicarea metodicii descrisă mai sus și după efectuarea corelării și identificării undelor refractate, s-a trecut la măsurarea amplitudinilor pentru fiecare punct de recepție. S-a căutat pe cît a fost posibil ca măsurarea amplitudinilor pe seismograme să se facă folosind fazele centrale. Se recomandă să nu fie folosită prima fază, deoarece aceasta este deformată

datorită inerției aparaturii. De asemenea, ultimele faze ale undei pot fi afectate de interferențe cu unde următoare. Au fost alese înregistrările care s-au caracterizat printr-o formă simplă a undei (fără manifestări vizibile ale fenomenelor de interferență) și o perioadă predominantă constantă sau foarte lent variabilă cu distanța față de punctul de explozie.

Amplitudinile măsurate și corectate pentru aducerea la aceeași treaptă de amplificare au servit la construirea graficelor $\ln A(x)$ și $\Psi(x)$. Din motive arătate în literatura de specialitate [1], indicele de divergență p a fost ales ca fiind egal cu 2. Datorită decalajelor provocate de treceri de pe o fază pe alta sau de trecerile de pe o seismogramă pe alta, a fost necesar să se efectueze operația de balansare pentru a aduce cap la cap diferitele segmente ale graficelor. Pe baza graficelor balansate (centralizate) s-au făcut determinările de coeficienți α_{ef}, α_i și α^*. Fiecare valoare a coeficientului de absorbție a fost atribuită punctului din centrul dispozitivului de observație corespunzător.

Reprezentînd valorile α de-a lungul profilelor (fig. 3-7) s-a putut obține o imagine a variației acestora de-a lungul limitelor refractatoare. Datorită numărului redus de înregistrări reciproce nu s-au putut determina multe valori ale coeficientului α_i. Din această cauză și ținînd seamă de faptul că $\alpha^* \simeq \alpha_i$ pentru înclinări φ_x mici, valorile α_i și α^* determinate au fost folosite la trasarea unei singure curbe, notată pe graficele din figurile 3 — 7 cu α_k^*, unde $k = 1, 2, 3 \ldots$ reprezintă cifra cu care a fost notată limita la care se referă determinările. Cu aceiași indici au fost notate și curbele ce reprezintă variația coeficientului de absorbție efectivă de-a lungul profilelor (fig. 3 — 7).

În vederea unei interpretări a rezultatelor în termeni fizico-geologici, am reprezentat în figurile 3 — 7, alături de graficele de variație ale coeficienților α, secțiunile de adîncime construite la Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice a Ministerului Petrolului.

Pe profilul I (fig. 1) au fost înregistrate trei unde frontale (refractate) mai importante. Prima undă, caracterizată de o viteză aparentă $V^* \simeq \simeq V_1$ 5 500 m/s corespunde suprafeței calcarelor și dolomitelor cretacicului inferior. Curba α_{1ef} corespunzătoare acestei limite (fig. 3) prezintă variații legate de variația grosimii complexului acoperitor. Pentru toate profilele cercetate, acest complex este format din sedimente cuaternare, terțiare și cretacice pînă la cretacicul inferior și este reprezentat prin loess, depozite aluvionare, nisipuri, argile, marne și marno-calcare.

Se observă în partea centrală a profilului un minim încadrat de două maxime, unul la vest și celălalt la est. Acestea sînt cauzate probabil de subțierea complexului acoperitor în centrul profilului și de îngroșarea acestuia la vest și la est. Coeficientul α_1^* variază mult mai puțin, însă curba corespunzătoare acestuia urmărește (fig. 3) cu aproximație curba α_{1ef}. Aceasta ne îndreptățește să presupunem că variațiile coeficientului α_1^* sînt cauzate tot de schimbările de grosime ale complexului de roci acoperitor limitei respective.

A doua undă înregistrată pe profilul I și caracterizată de $V^* \simeq V_i = 6000$ m/s corespunde suprafeței dolomitelor triasice. Ea se corelează foarte greu, fiind acoperită de unda 1 mai intensă.

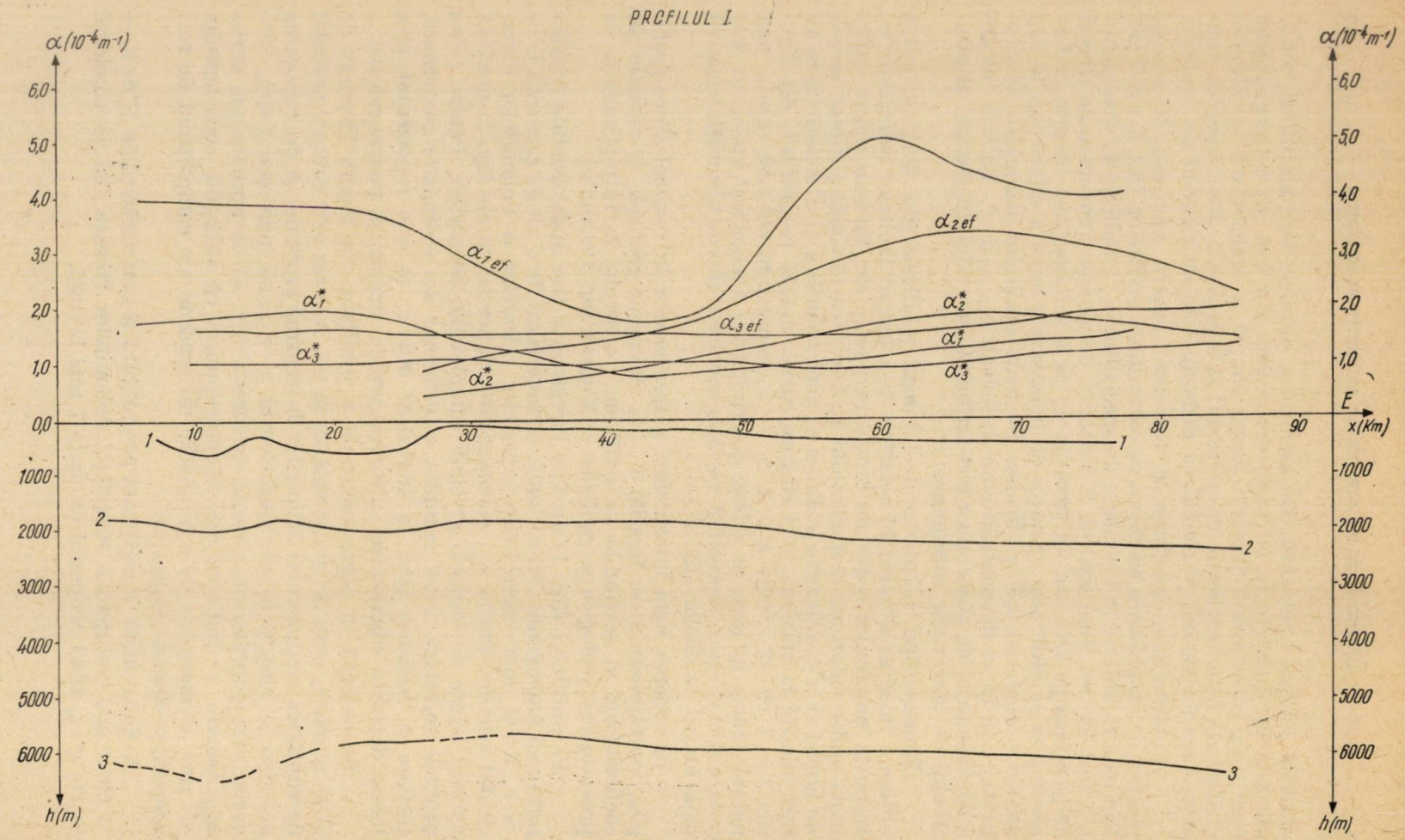

PROFILUL I
α(10⁻⁴m⁻¹)
α(10⁻⁴m⁻¹)
6,0
5,0
4,0
3,0
2,0
1,0
0,0
α1 ef
α2 ef
α3 ef
α1*
α2*
α3*
α1*
α2*
α3*
E
10
20
30
40
50
60
70
80
90
x(km)
1
1
2
2
3
3
1000
2000
3000
4000
5000
6000
h(m)
h(m)

Fig. 3

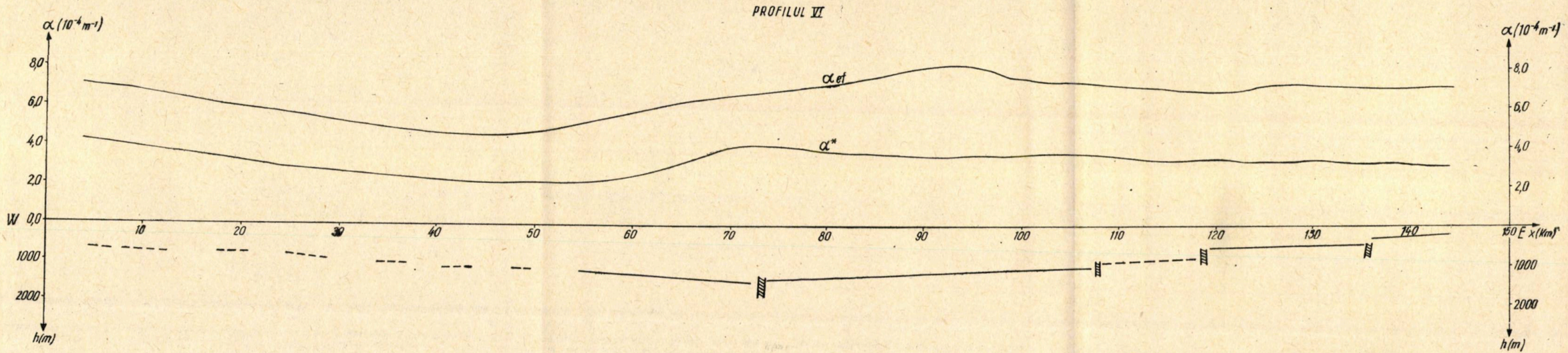

PROFILUL VII
α (10⁻⁴ m⁻¹)
8,0
6,0
4,0
2,0
W 0,0
1000
2000
h(m)
α ef
α*
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
110
120
130
140
150 E x(Km)

Fig. 7

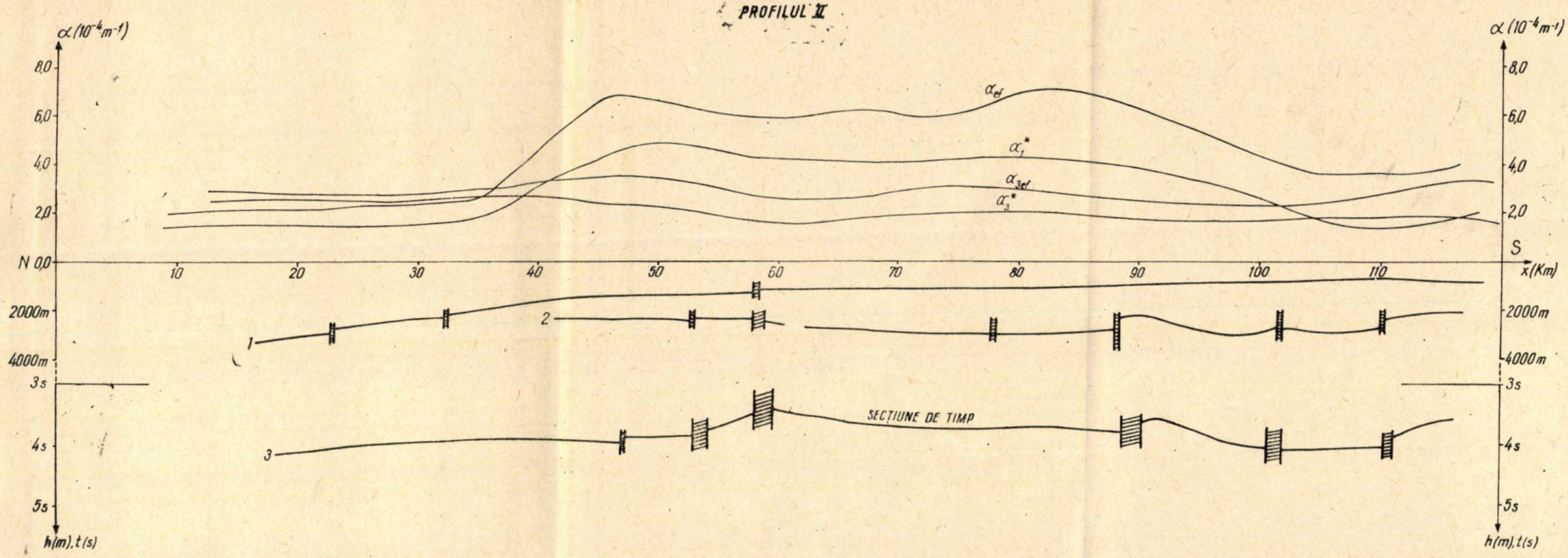

PROFILUL II
α (10⁻⁴m⁻¹)
8,0
6,0
4,0
2,0
N 0,0
2000m
4000m
3s
4s
5s
h(m), t(s)
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
110
x(Km)
S
α_ef
α_1*
α_3ef
α_3*
1
2
3
SECTIUNE DE TIMP

Fig. 4

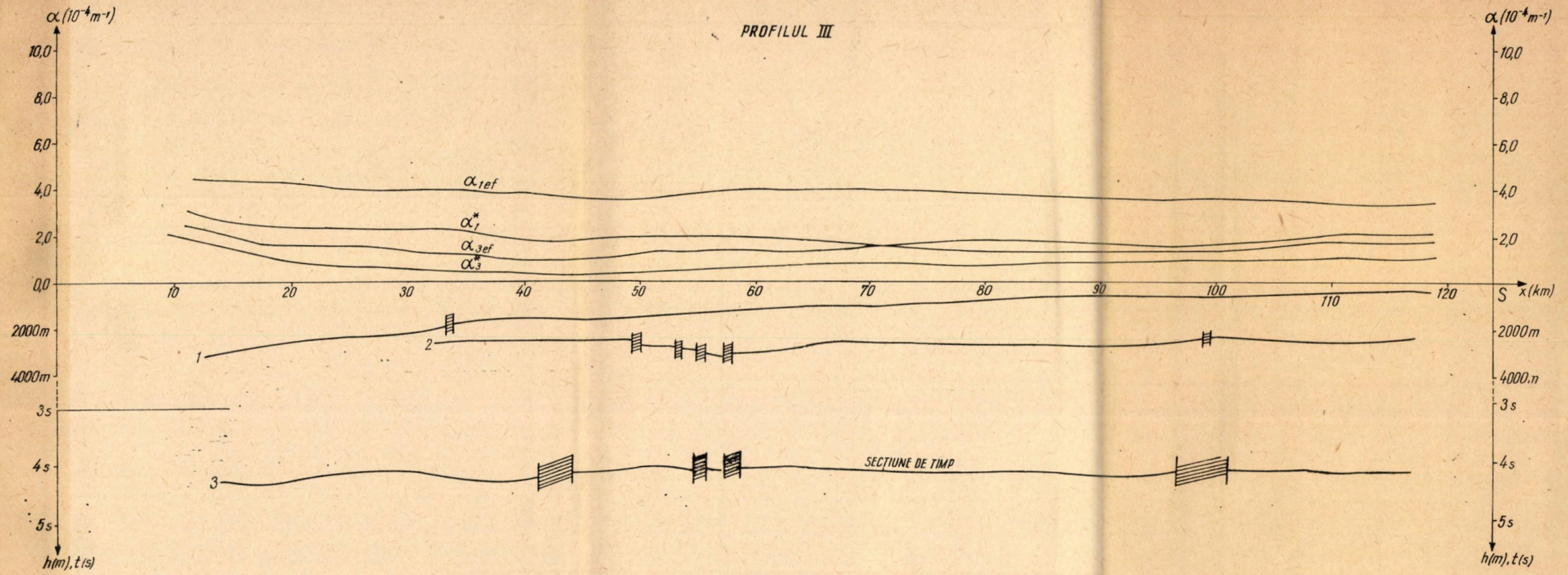

PROFILUL III
α (10⁻⁴m⁻¹)
10,0
8,0
6,0
4,0
2,0
0,0
α1ef
α*1
α3ef
α*3
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
110
120
S
x (km)
2000m
4000m
3s
4s
5s
h(m), t(s)
1
2
3
SECTIUNE DE TIMP

Fig. 5

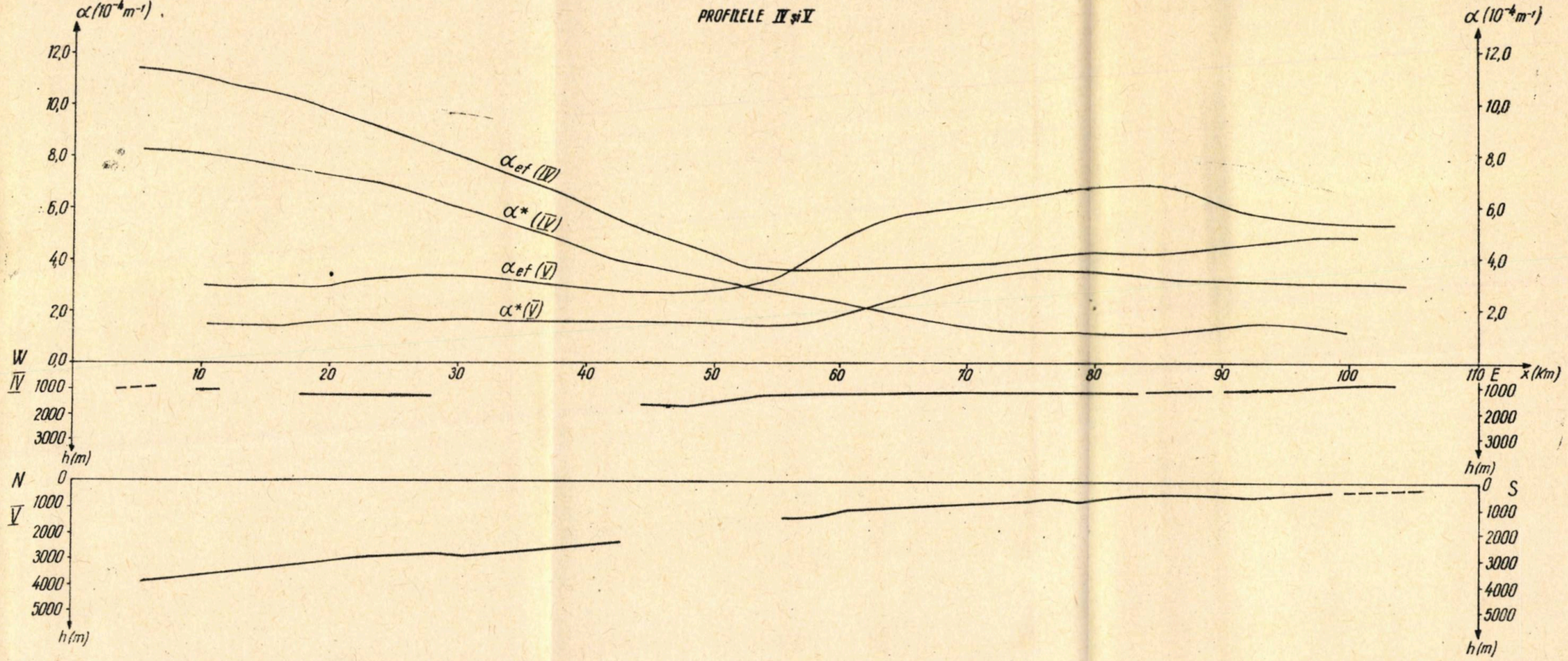
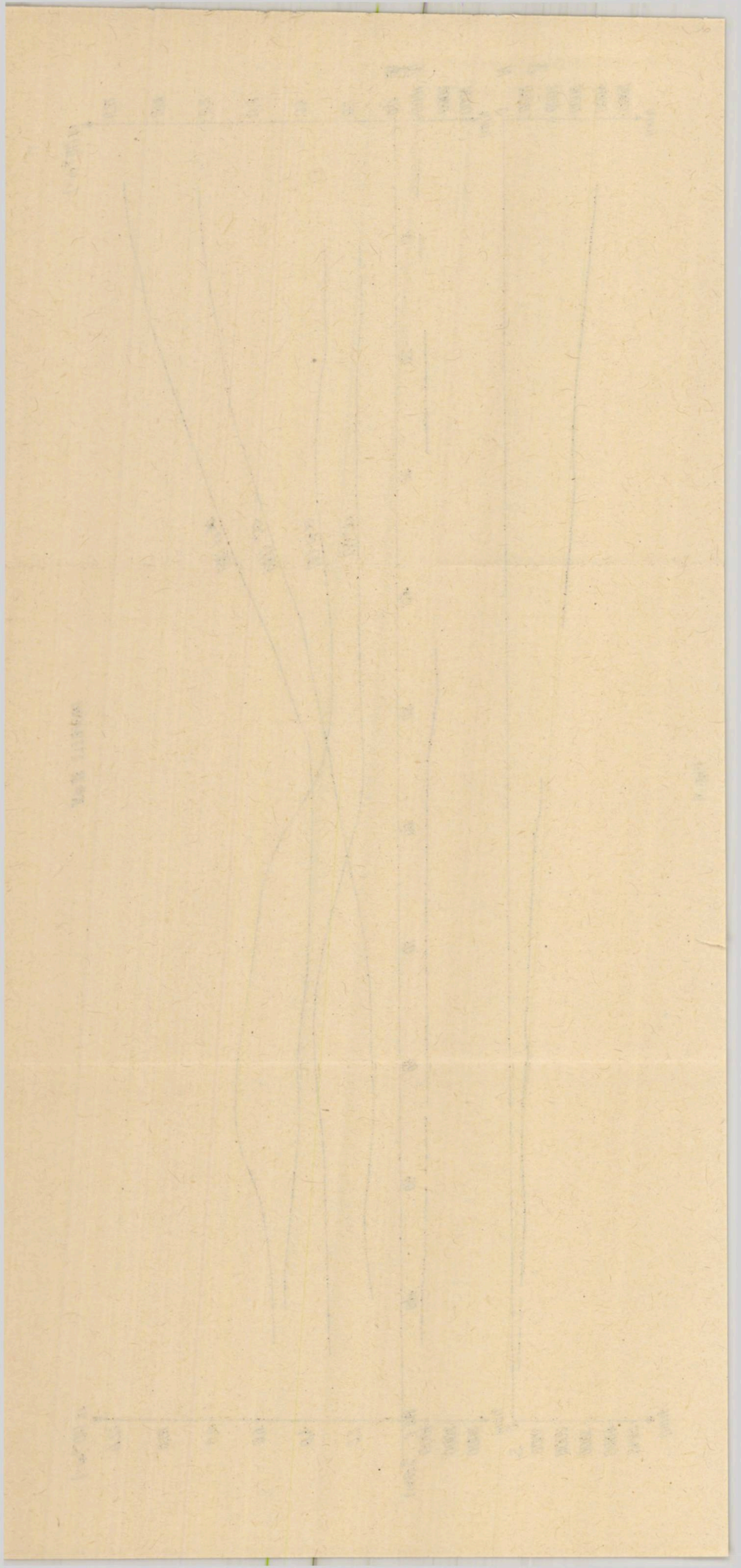

PROFILELE IV și V
α (10⁻⁴m⁻¹)
12,0
10,0
8,0
6,0
4,0
2,0
0,0
W
IV
1000
2000
3000
h(m)
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
110 E
x (Km)
α ef (IV)
α* (IV)
α ef (V)
α* (V)
N
V
0
1000
2000
3000
4000
5000
h(m)
S

Fig. 6



Curbele α_{2ef} și α_2^* sînt mai puțin sigure, întrucît ele au fost obținute pe baza unui număr mic de date. Aceste curbe prezintă o creștere ușoară a absorbției de la vest spre est, care ar putea fi atribuită creșterii adîncimii limitei spre est. Este foarte probabil ca și variația grosimii complexului acoperitor primei limite să aibă o influență asupra aspectului curbelor α_2.

Unda 3, mai pregnantă în raport cu celelalte două, este caracterizată de o viteză aparentă $V^* \geqslant 6000$ m/s. Ea a fost atribuită unei limite ce reprezintă probabil suprafața fundamentului cristalin, ceva mai ridicat în zona profilului I. Mărimile α_{3ef} și α_3^* nu prezintă variații (fig. 3). Observăm, de asemenea, că nici suprafața pe care se formează undele frontale corespunzătoare nu prezintă practic variații de adîncime.

Prin urmare, se poate admite cu o probabilitate suficient de mare că variațiile coeficienților de absorbție de-a lungul profilului I nu sînt legate de variații laterale de facies ale rocilor aflate în complexele care au generat cele trei unde frontale. Este vorba deci de o absență, pe profilul I, a variației laterale de facies în calcarele cretacicului inferior, dolomitele triasice și în fundamentul cristalin. Dacă totuși există în realitate o variație laterală de facies, ea este ori prea slabă ca să poată fi observată prin schimbări ale proprietăților absorbante, ori este mascată de factori care acționează în sens opus asupra absorbției.

Profilele II și III sînt aproape paralele și orientate aproximativ nord — sud (fig. 1). Întrucît distanța dintre ele nu este prea mare, ar trebui să ne așteptăm la situații asemănătoare în ceea ce privește variația parametrilor de absorbție.

Curbele α_{1ef} și α_1^* obținute pe profilul II (fig. 4) indică valori mai mari ale coeficienților de absorbție în partea centrală a profilului. Cei doi coeficienți reprezintă absorbția undelor frontale formate pe suprafața calcarelor cretacicului inferior (limita 1 — fig. 4). Întrucît grosimea complexului acoperitor acestei limite descrește de la nord la sud ar fi trebuit să ne așteptăm la o creștere a coeficienților de absorbție de la sud către nord. Această situație ne îndreptățește să presupunem că există alți factori cu o pondere mai mare și care ar determina (pentru unele zone ale profilului) variații ale celor doi coeficienți chiar în sens opus celei cauzate de subțierea complexului acoperitor. În cazul profilului II, considerăm că principalul factor este reprezentat de variațiile proprietăților stratului refractator. Într-adevăr, observăm că în zona de efilare a complexului cuprins între limitele 1 și 2 (fig. 4) are loc o creștere a coeficienților de absorbție, creștere cauzată probabil de trecerea de la dolomitele triasicului la calcarele cretacicului inferior. Descreșterea coeficienților de absorbție în extremitatea de sud a profilului II este determinată probabil de subțierea complexului acoperitor limitei 1 și de o eventuală schimbare a proprietăților stratului refractator.

Pe profilul III, deși secțiunea seismică este asemănătoare cu aceea de pe profilul II (fig. 5), nu se observă variații ale coeficienților α_{1ef} și α_1^*. Această situație ar putea pune sub semnul întrebării constatările făcute mai sus pentru profilul II. Nu este exclus însă ca, în cazul profilului III, trecerea de la dolomitele triasicului mediu la complexul reprezentat de cretacicul inferior să se facă fără o schimbare pronunțată a proprietăților stratului refractator. Această situație este foarte probabilă dacă ținem seama de faptul că cretacicul inferior nu este reprezentat numai de calcare

ci și de dolomite. Pe de altă parte, numărul mic de date obținute în partea de nord a profilului III poate reprezenta o sursă de erori care, probabil, n-a permis punerea în evidență a descreșterii coeficienților de absorbție în această parte a profilului.

Pentru undele frontale formate pe limita 2 (fig. 4 și 5) nu s-a putut determina un număr suficient de valori ale coeficienților α, care să permită trasarea unor curbe de variație a acestora.

Curbele α_{3ef} și α_3^* corespund undelor frontale formate pe suprafața calcarelor carbonifere (limita 3 — fig. 4 și 5). Menținerea aproape constantă a valorilor α_{3ef} și α_3^* (fig. 4 și 5) demonstrează absența variației de facies în stratul refractator reprezentat de calcarele carbonifere.

Determinările de coeficienți de absorbție, efectuate pe profilele IV, V și VI, sînt legate numai de unda frontală formată pe suprafața calcarelor și dolomitelor cretacicului inferior.

După cum se observă din figura 6, coeficienții α_{ef} și α^* corespunzători profilului IV cresc de la est către vest. Întrucît adîncimea limitei nu prezintă variații sensibile, considerăm că creșterea semnalată a absorbției este cauzată în special de schimbarea proprietăților limitei refractatoare. Într-adevăr, limita refractatoare este mai puțin netă și continuă în partea de vest a profilului IV (fig. 6). Acest domeniu corespunde zonei Ciurești, care prezintă complicații tectonice capabile să determine o absorbție mai puternică a undelor seismice.

Curbele α_{ef} și α^* corespunzătoare profilului V prezintă o ușoară creștere a absorbției de la nord spre sud (fig. 6). Descreșterea grosimii complexului acoperitor de la nord spre sud ar trebui să conducă la o variație a coeficienților de absorbție opusă ca sens celei prezentate în figura 6. Pe de altă parte, datele geologice atestă o variație de facies importantă de la nord către sud, iar curbele α_{ef} și α^* corespunzătoare profilului V nu indică o variație mare a coeficienților de absorbție. Toate aceste constatări ne fac să conchidem că variația de facies semnalată de datele geologice conduce la o creștere relativ mare a absorbției de la nord către sud, însă această creștere este atenuată de subțierea către sud a complexului acoperitor limitei. Este vorba, deci, de doi factori care acționează în sens opus. Subțierea complexului acoperitor spre sud conduce la o descreștere a absorbției iar variația de facies, care poate conduce la schimbări ale proprietăților fizice ale stratului refractator (chiar treceri pe alte limite), determină o creștere a absorbției spre sud. Întrucît curbele arată o creștere a absorbției spre sud, rezultă că variația proprietăților stratului refractator are o pondere mai mare decît subțierea complexului acoperitor limitei refractatoare.

Limita refractatoare pe profilul VI prezintă unele variații de adîncime, precum și variații ale proprietăților fizice, legate de existența unor falii și de schimbări ale contrastului de viteză. După cum se observă din figura 7, influența acestor factori se face simțită în alura curbelor α^* și α_{ef}. Astfel, în jumătatea de est a profilului observăm existența a doi factori care ar trebui să acționeze în sens opus asupra variației absorbției. Este vorba de prezența unor falii (care ar trebui să se manifeste prin creșteri ale absorbției) și subțierea complexului acoperitor limitei, care poate

conduce la o micșorare a absorbției. Întrucît curbele coeficienților α_{ef} și α^* prezintă valori relativ mari spre est, rezultă că primul factor are o pondere mai mare decît al doilea.

În ceea ce privește domeniul valorilor pentru fiecare coeficient de absorbție, se observă din graficele prezentate în figurile 3 — 7 că stratul refractator al calcarelor și dolomitelor cretacicului inferior este caracterizat de $\alpha_1^* = 1 \div 5.10^{-4}$ m^{-1}, iar coeficientul de absorbție efectivă α_{1ef} are valori cuprinse în intervalul $2 \div 11.10^{-4}$ m^{-1}. Stratul refractator 3, a cărui natură nu este cunoscută în mod cert (fundament cristalin sau calcare carbonifere) este caracterizat de valori ale coeficientului α_{3ef} cuprinse în domeniul $1 - 4.10^{-4}$ m^{-1}, iar α_3^* este de ordinul $0{,}5 - 2.10^{-4}$ m^{-1}. Ordinul de mărime al acestor coeficienți este în concordanță cu valorile date în literatura de specialitate [1] pentru coeficienții de absorbție ce caracterizează calcarele, dolomitele și fundamentul cristalin.

Rezultatele obținute pe profilele VII și VIII (fig. 1) n-au fost reprezentate sub formă de grafice ca cele din figurile 3—7, întrucît coeficienții de absorbție determinați pe aceste două profile nu prezintă variații importante. Pe profilul VII se observă o tendință de creștere a coeficienților de absorbție de la nord către sud. Este vorba de coeficienții ce caracterizează unda frontală formată pe suprafața calcarelor și dolomitelor cretacicului inferior. Probabil, aceiași factori care au determinat alura curbelor α_{1ef} și α_1^* pe profilele II și V reprezintă cauza tendinței de creștere a absorbției de la nord către sud pe profilul VII. Rezultatele obținute pe profilul VIII sînt prea puține la număr pentru a se preta la o interpretare în termeni fizico-geologici. Valorile coeficienților de absorbție obținute pe aceste două profile (VII și VIII) se încadrează în domeniile corespunzătoare profilelor I—VI.

CONCLUZII

În urma determinărilor, făcute, privind coeficienții de absorbție ce caracterizează undele refractate, înregistrate pe opt profile din Platforma Moesică, se desprind următoarele concluzii și constatări mai importante:

— în Platforma Moesică se observă variații mai semnificative ale parametrilor de absorbție caracteristici undelor frontale formate pe suprafața calcarelor și dolomitelor cretacicului inferior; aceste variații sînt legate în special de variația grosimii complexului acoperitor și de unele schimbări ale proprietăților stratului refractator (variații de facies, efilări, falii etc.);

— variațiile de facies, care au loc de la nord către sud în Platforma Moesică, variații atestate de datele geologice, sînt confirmate și de cercetările privind absorbția undelor refractate;

— în cele mai multe cazuri, schimbările proprietăților stratului refractator au o pondere mai mare decît variația grosimii complexului acoperitor limitei refractatoare;

— ordinul de mărime al coeficienților de absorbție, determinați pe cele opt profile, este în concordanță cu valorile date în literatura de specialitate;

— coeficienții de absorbție efectivă sînt mai mari decît cei aparenți sau de limită (fig. 3—7), întrucît primii cuprind și efectul divergenței frontului de undă;

— dependența coeficienților de absorbție de parametrii geometrici ai mediului (adîncime, înclinare) și de proprietățile stratului refractator poate fi pusă în mod practic în evidență, chiar în cazurile în care cele două categorii de factori acționează în sensuri diferite asupra absorbției undelor seismice;

— pe baza curbelor de variație a coeficienților de absorbție pot fi puse în evidență sau confirmate variațiile de facies mai importante, efilările, faliile, precum și schimbările de contrast de viteză.

Toate aceste concluzii și constatări vin să sublinieze odată în plus importanța cercetării parametrilor de absorbție ai undelor seismice. Datele privind absorbția undelor seismice pot completa, uneori surprinzător de bine, interpretarea în termeni fizico-geologici a rezultatelor prospecțiunii geofizice.

Primit la redacție la 5 mai 1970.

BIBLIOGRAFIE

1. I. S. Berzon și colab., *Dinamiceskie harakteristiki seismiceskih voln v realnih sredah.* Izdatelstvo Akademii Nauk SSSR, Moskva, 1962.
2. R. Gașpar și Gh. Cheșcă, *Raport final asupra prospecțiunii KMPV executată în Cîmpia Română.* Secțiile 9—12/1963 și 15—18/1964. Arhiva I.P.G.G., București.

PROBLEME ALE SONDAJULUI SEISMIC DE PROFUNZIME

DE

ȘTEFAN PĂTRUȚ

Institutul de geofizică aplicată, str. Izvor, nr. 78, București

Studiul limitelor adînci din scoarța terestră cu ajutorul metodelor seismice (așa numitul sondaj seismic de profunzime) s-a realizat pînă în prezent în general prin creșterea distanței între explozie și înregistrare. Aceste metode pun însă geofizicianului noi și importante probleme, dintre care unele par să fi fost neglijate în literatură.

Cea mai bună metodă pentru urmărirea limitei Mohorovičić prin măsurători la mare distanță s-a dovedit înregistrarea undelor reflectate critic, care sînt predominante din punct de vedere energetic (așa cum reiese din majoritatea lucrărilor executate în diferite țări după 1950). Dacă suprafața reflectatoare se presupune orizontală, o simplificare nu prea îndepărtată de realitatea geologică, adîncimea ei se calculează cu ajutorul formulei cunoscute [11]:

$$h = \tfrac{1}{2}\sqrt{V^2t^2 - x^2}, \tag{1}$$

în care t este timpul undei reflectate, x distanța sursă-înregistrare, iar V viteza în mediul acoperitor, considerat omogen și izotrop.

Precizia finală a determinării de adîncime se poate estima asimilînd în formula (1) erorile cu diferențe finite:

$$\frac{\Delta h}{h} = \left[1 + \left(\frac{x}{2h}\right)^2\right]\left(\frac{\Delta t}{t} + \frac{\Delta V}{V}\right) + \left(\frac{x}{2h}\right)^2 \frac{\Delta x}{x}. \tag{2}$$

Ecuația (2) arată că erorile inițiale de timp și viteză (cea de distanță poate fi, de cele mai multe ori, neglijată) sînt amplificate cu factorul $1 + \left(\frac{x}{2h}\right)^2$, care crește cu distanța de la punctul de explozie. Urmărirea undelor frontale sau reflectate critic implică înregistrarea lor pînă la o

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM 8, NR. 2, P. 203–209, BUCUREȘTI, 1970

mare distanță de punctul de explozie (uneori peste 200 km), astfel că factorul de amplificare atinge valori mari. Astfel, chiar în cazul cel mai favorabil, al unor erori inițiale foarte mici (0,1 km/s și, respectiv, 0,1 s) eroarea finală poate depăși 25 %. Problema care se pune acum geofizicianului este cît de mari sînt în realitate aceste erori inițiale și răspunsul poate fi găsit numai luînd în considerație două aspecte : corelarea și identificarea undelor și viteza medie în scoarță.

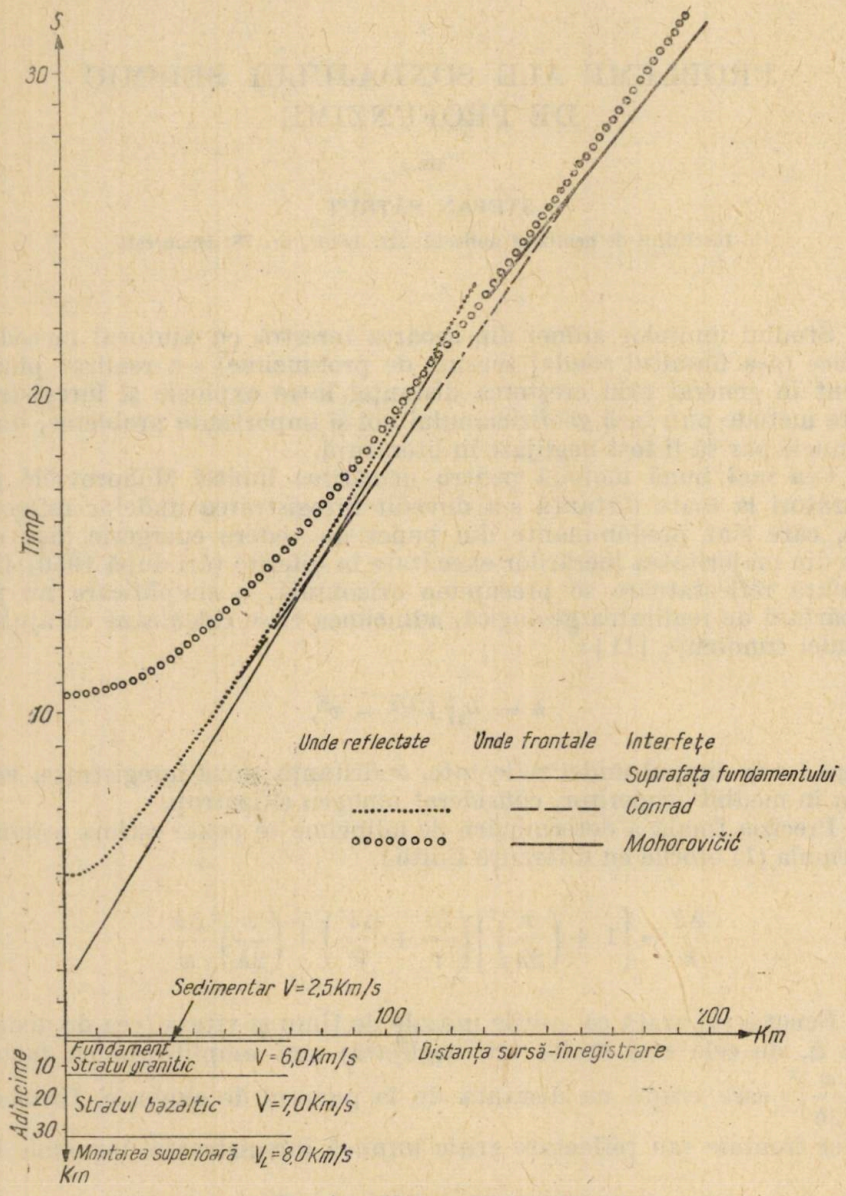


Fig. 1. — Hodograful teoretic.

Corelarea şi identificarea undelor este amplu discutată în literatură şi de aceea nu se va mai insista aici asupra ei. Trebuie totuşi subliniat că la creşterea distanţei sursă-înregistrare tabloul de unde se complică (vezi fig. 1). În apropierea punctului critic apar interferenţe de mai multe unde şi corelarea este mai dificilă, chiar dacă reflexia de la suprafaţa M este predominantă. Acest dezavantaj este mai evident în înregistrările discontinui.

Dimpotrivă, în apropierea punctului de explozie undele se separă bine în timp şi dificultatea principală pare să fie amplitudinea lor relativ redusă. Totuşi, lucrări executate în ultimii ani [1,4,8,9] au dovedit că procedeele moderne de înregistrare şi prelucrare asigură separarea satisfăcătoare a reflexiilor în apropierea punctului de explozie.

Viteza medie în scoarţa terestră este o problemă care a fost, într-un fel, ocolită în literatură. Se dau multe valori locale, cuprinse în general între 5,8 km/s şi 6,3 km/s şi se acceptă o eroare de cca 0,1 km/s. Considerînd factorul de amplificare din ecuaţia (2) nici măcar această eroare nu poate fi subestimată la sondajul critic.

În realitate, erorile sînt mult mai mari, întrucît se foloseşte o noţiune care nu a fost clar definită. Viteza medie este rezultatul unei simplificări prin care se înlocuieşte mediul superior stratificat[1]) cu unul omogen şi se consideră parcursul vertical al undei. Dar aceste medii verticale nu trebuie folosite la înregistrările la mare distanţă; într-adevăr, o analiză sumară este suficientă pentru a conduce la rezultatul oarecum paradoxal că viteza medie nu este o valoare unică şi depinde de parcursul undei ca şi de faptul dacă se ia în considerare unda reflectată sau frontală.

La reflexie trebuie folosită nu viteza medie ci cea efectivă; într-adevăr, ea se defineşte prin egalitatea timpilor de parcurs pe cele două drumuri (fig. 2): cel real ($SABR$) şi cel fictiv (SR):

$$V = \frac{x}{t}\sqrt{1+\left(\frac{2h}{x}\right)^2}, \tag{3}$$

unde x şi t sînt daţi de ecuaţiile parametrice ale hodografului într-un mediu stratificat sau cu variaţie continuă a vitezei.

Ecuaţia (3) nu este altceva decît o formă modificată a formulei hodografului undei reflectate de la o limită orizontală unică; astfel, V are semnificaţia unei viteze efective, a cărei variaţie cu distanţa sursă-înregistrare este bine-cunoscută. În SSP această distanţă este mare şi foarte variată, astfel că variaţia vitezei efective devine importantă. În figura 3 *a* este reprodusă curba vitezei efective în funcţie de distanţa sursă-înregistrare pentru modelul de scoarţă din figura 1. Folosirea unei viteze medii unice cînd SSP se extinde pe mai mult de 20—30 km duce la erori foarte mari la calculul adîncimii (chiar peste 50 %), aşa cum se poate vedea în figura 3 *b*.

În concluzie, la SSP trebuie folosită nu o viteză medie unică ci o curbă de variaţie a vitezei efective cu distanţa sursă-înregistrare. Din

[1]) Vitezele de strat se consideră constante, ceea ce poate să nu fie tocmai corect [6]; dar această nouă simplificare nu afectează generalitatea concluziilor finale. Uneori [5], scoarţa este privită ca un mediu slab diferenţiat de viteze.

păcate, calculul ei prin procedeele curente este mult prea imprecis pentru necesităţile *SSP*. Pentru a se obţine această curbă trebuie folosit procedeul sondajelor simetrice [8], [9], [10]. El conduce (fig. 4) la construirea unui grafic t^2, x^2, care ar trebui să fie o dreaptă cu panta egală cu $1/V^2$, dar este în realitate curbat în jos după 30—40 km de la explozie [8]. Pentru a se explica acest fenomen s-au propus [8] mai multe cauze posibile (unde

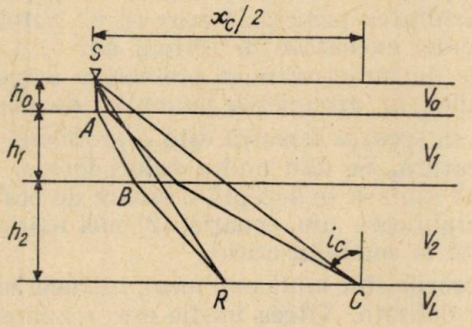


Fig. 2. — Definiţia vitezei medii.

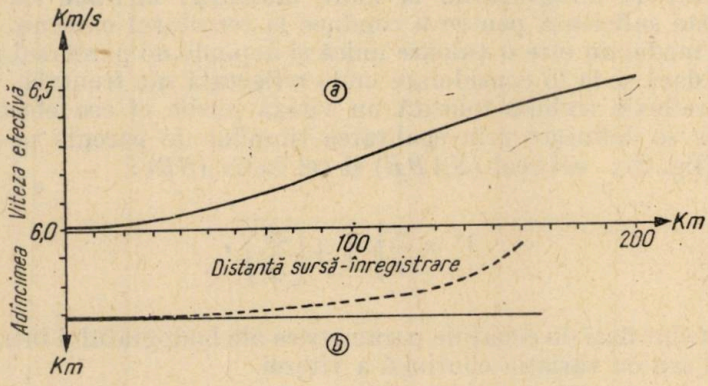


Fig. 3. — *a*) Curba vitezei efective în scoarţă ca funcţie de distanţa sursă-înregistrare; *b*) Secţiune reală (linie continuă) şi secţiune construită omiţînd variaţia vîtezei efective (linie întreruptă).

continuu-refractate, gradienţi de viteză etc.), dar cea mai evidentă a fost omisă — anume creşterea vitezei efective cu distanţa sursă-înregistrare (care este, în ultimă instanţă, expresia abaterii hodografului de la forma hiperbolică ideală).

Din graficul t^2, x^2 poate fi uşor dedusă, prin diferenţiere, curba de variaţie a vitezei efective. Cînd nu s-au executat astfel de sondaje simetrice, sondajele la diferite distanţe sursă-înregistrare (x_i) pot fi folosite pentru a construi un grafic t^2, x^2 similar. Dispersia lui este în general prea mare pentru a se putea calcula cu suficientă precizie vitezele efective (V_i), dar el oferă posibilitatea să se obţină valorile lor în funcţie de o viteză de referinţă (V_r, la distanţa x_r), plecînd de la egalitatea adîncimilor calculate cu

formula (1). Viteza de referinţă poate fi numai estimată, dar în prezent valorile medii adoptate în toate studiile asupra scoarţei sînt tot estimări. Chiar dacă acest nivel de referinţă nu este foarte exact, folosirea curbei de variaţie conduce la o eroare aproape constantă pe întreg profilul şi nu alterează imaginea structurală. În figura 5 sînt reproduse trei astfel de curbe,

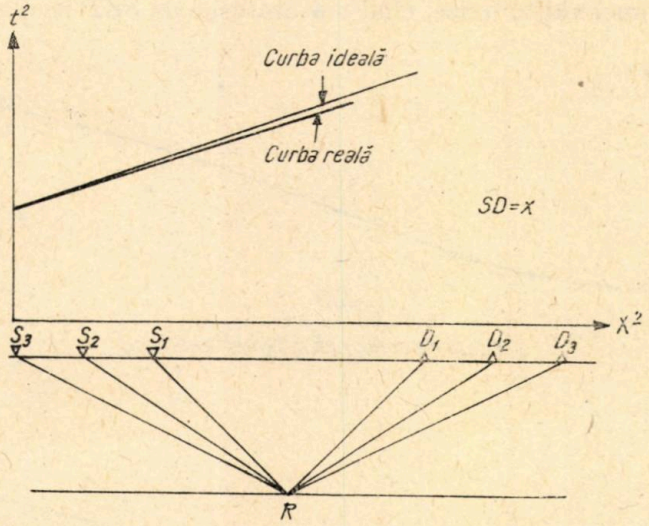


Fig. 4. — Determinarea vitezei efective ca funcţie de distanţa sursă-înregistrare cu ajutorul sondajului de reflexie simetric.

calculate pe profilul internaţional II [2], pentru trei valori ale vitezei de referinţă.

O altă sursă de erori pentru viteză este grosimea variabilă a cuverturii sedimentare cu viteze mici (2—3 km/s); o variaţie de numai cîteva sute de metri poate conduce la o diferenţă de viteză medie de 0,1—0,2 km/s, deloc neglijabilă. Se poate astfel explica domeniul larg (5,3—6,6 km/s) de variaţie a vitezelor medii (verticale) în scoarţă [3]. Această influenţă trebuie eliminată, fie prin corecţii, fie prin construirea secţiunilor seismice în ipoteza mediului superior stratificat (cînd în locul vitezei medii se folosesc diferitele viteze de strat).

La refracţie, viteza medie este legată de punctul critic (vezi fig. 2), deci nu variază cu distanţa sursă-înregistrare. Se definesc însă două noţiuni distincte, după cum le considerăm legate de timpul critic (t_c) sau de distanţa critică (x_c):

1. Viteză medie în mediul acoperitor, care rezultă din egalitatea timpilor de parcurs pe drumul real şi fictiv; de aceea, această valoare medie este egală cu viteza efectivă de la reflexia critică.

2. Viteză medie ce rezultă din egalitatea distanţei critice reale cu cea fictivă.

Pentru acelaşi model de scoarţă, aceste două viteze sînt considerabil diferite, deoarece prima este foarte mult influenţată de stratele cu viteze mici, în timp ce cealaltă este aproape insensibilă la influenţa lor. Într-ade-

văr, în cuvertura de viteze mici, parcursul undei este aproape vertical și, ca atare, ea are o pondere redusă la determinarea distanței critice, care poate fi estimată luînd în considerație numai stratele cu viteză mare. Datele din Europa continentală [3], [7] indică o distanță critică de 2,5 H pînă la 3,0 H (unde H este grosimea totală a stratelor granitic și bazaltic).

Analiza noțiunii de viteză medie (în special la reflexie) a dovedit că acceptarea unei valori unice, cînd măsurătorile de SSP acoperă o distanță

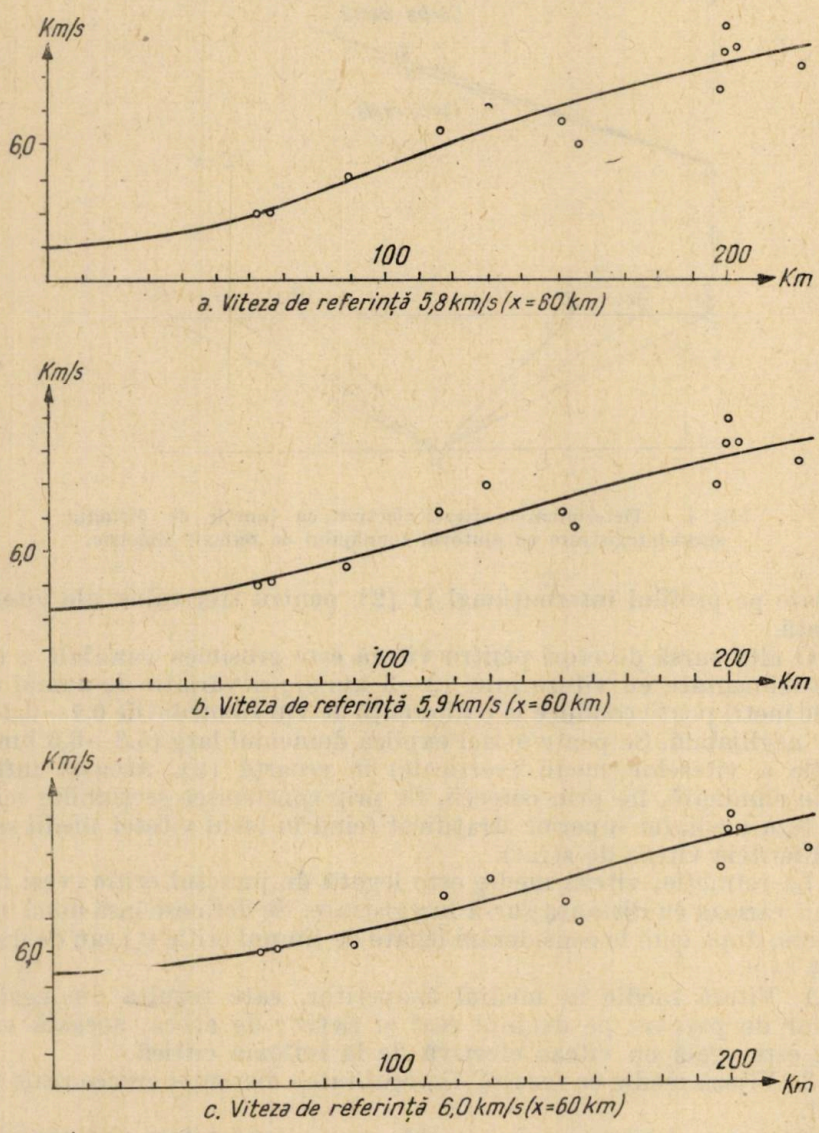


Fig. 5. — Curba de variație a vitezei efective relative în scoarță ca funcție de distanța sursă-înregistrare (profilul internațional II). (Dispersia datelor la circa 0,1 km/s).

mare, conduce la erori foarte mari şi că în acest caz se impune folosirea unei curbe de variaţie în funcţie de distanţa sursă-înregistrare. S-a arătat de asemenea că chiar şi erorile mici sînt foarte mult amplificate cînd sondajul este foarte depărtat de explozie. Aceste două fapte ridică problema valabilităţii multor rezultate obţinute pînă în prezent.

Considerente de precizie limitează deci distanţa sursă-înregistrare şi, din acest punct de vedere, se recomandă metodica de urmărire a reflexiilor din apropierea exploziei [1], [4], [8]. Cînd aceasta nu este posibil — din cauza răspunsului seismic negativ al scoarţei — trebuie luate toate precauţiile pentru a se reduce eroarea finală a sondajelor critice, prin limitarea înregistrărilor la vecinătatea distanţei critice şi utilizarea unei curbe de variaţie a vitezei efective.

Primit la redacţie la 5 iunie 1970.

BIBLIOGRAFIE

1. Clowes, R. M., Kanasewich, E. R. and Cumming, C. G., *Crustal Seismic Reflections at Near-Vertical Incidence.* Geophysics, **XXXIII**, *3*, p. 441—451 (1968).
2. Constantinescu, P., Cornea, I. et al., Enescu, D., *Evaluations préliminaires de l'épaisseur de la croute terrestre sur le territoire de la R.S. Roumanie.* Révue de géologie, géophysique et géografie, Série de géophysique **13**, *2*, (1969).
3. Demenitkaia, P. M., *Kora i mantia zemli*, Izv. Nedra, 1967.
4. Dix, C. H., *Reflection Seismic Crustal Studies.* Geophysics, **XXX**, *6*, p. 1068—1084 (1965).
5. Epinatieva, A. M., *O refraghirovannih i otrajennih voln v zemnoi kore.* Fizika zemli, *3*, p. 38—52 (1969).
6. Kosminskaia, I. P., *Sovremennie problemi glubinnogo seismiceskogo zondirovania.* Problemi fiziki zemli, Gheofiziceskii sbornik 15, p. 34—45 (1968).
7. Lee, W. H., Taylor, P. T., *Global Analysis of Seismic Refraction Measurements.* The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, **II**, *4*, p. 389—415 (1966).
8. Litvinenko, I. V., Lenina, I. S., *Nekotorie rezultati izucenia seismorazvedkoi glubinnogo stroenia Pecengskoi strukturi*, Gheologhia i glubinnoe stroenie vostocinoi ciasti Baltiiskogo Scita, Izv. A. N. SSSR, p. 139—147 (1968).
9. Meissner, R., *Exploring Deep Interfaces by Seismic Wide-Angle Measurements.* Geophysical Prospecting, **XV**, *4*, p. 598—617 (1967).
10. Musgrave, A. W., *Applications of the Expanding Reflection Spread.* Part II, Geophysics, **XXVII**, *6*, p. 981—983 (1962).
11. Puzirev, N. N., Krilov, S. V., Potapiev, S. V., *Tocecinoe seismiceskoe zondirovanie.* Metodika seismorazvedki, Izv. A. N. SSSR, p. 5—70 , (1965).

MICROZONAREA SEISMICĂ INSTRUMENTALĂ A PERIMETRULUI BÎRLAD-ZORLENI

DE

NICOLAIE MÂNDRESCU

Întreprinderea de prospecţiuni geologice, Calea Griviţei nr. 64, Bucureşti

I. INTRODUCERE

În ultimul timp, în zona oraşului Bîrlad, au fost efectuate măsurători seismetrice şi foraje geotehnice în vederea întocmirii microzonării seismice a perimetrului în funcţie de rigiditatea seismică a rocilor de fundaţie.

Pentru determinarea vitezei de propagare a undelor elastice longitudinale, s-a folosit aparatura seismică portabilă cu un canal, tip FS—3, cu înregistrare directă pe hîrtie electrosensibilă.

În lucrarea de faţă sînt prezentate o parte din rezultatele obţinute, scoţîndu-se în evidenţă caracterul de interdependenţă dintre condiţiile geologice inginereşti ale terenului de fundaţie şi avariile suferite de construcţii în timpul perturbaţiilor seismice.

Este prezentată comparativ microzonarea seismică a oraşului Bîrlad, întocmită pe baza repartizării teritoriale a avariilor suferite de construcţii în timpul cutremurului din 10.11.1940 [10] şi cea realizată în funcţie de rigiditatea seismică a rocilor de fundaţie.

Pe baza acestor cercetări, s-a apreciat gradul de intensitate seismică propriu fiecărei microzone, în vederea amplasării cît mai economice a diferitelor obiective industriale şi social culturale, planificate a fi construite în zona cercetată.

II. DATE GENERALE ASUPRA CONDIŢIILOR GEOLOGICE-INGINEREŞTI ALE PERIMETRULUI BÎRLAD-ZORLENI

Zona cercetată se înscrie în marea unitate morfologică cunoscută sub denumirea de Podişul Moldovenesc.

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM 8, NR. 2, P. 211 – 225, BUCUREŞTI, 1970

Valea largă a Bîrladului, în care este situat orașul cu același nume, reprezintă elementul morfologic major al perimetrului. De o parte și de cealaltă a rîului, sînt o serie de culmi paralele, orientate aproximativ nord-sud.

Diferența de nivel între șesul aluvionar și cele mai mari înălțimi din dealurile învecinate, este de circa 120 m.

Panta redusă a rîului (0,25 — 0,50 $^0/_{00}$) a favorizat intensificarea procesului de depunere, marcat de suita de lacuri, bălți, zone mlăștinoase, care însoțesc cursul meandriform al apei. În general, mai ales în partea nordică a perimetrului, valea are un aspect asimetric; versantul stîng este abrupt, depășind pe alocuri 15°, iar cel drept este mai domol (sub 15°).

Din punct de vedere geologic, perimetrul face parte din depresiunea medio-jurasică a Bîrladului. Aceasta este încadrată la nord de marginea Platformei Moldovenești, platformă epiproterozoică, iar la sud de prelungirea nord dobrogeană, regiune de consolidare variscă și chimerică veche [13]. Aceste unități suportă depozite sedimentare începînd cu o serie de termeni cu însemnate discontinuități (Cenomanian, Eocen), continuîndu-se la partea superioară cu seria tortonian pliocenă.

Pe baza datelor de foraj, au fost separate formațiuni aparținînd Paleozoicului, Mezozoicului și Neozoicului.

Paleozoicul. O serie de foraje, printre care cele executate în sectorul Vaslui — Huși — Valea Prutului, precum și cel de la Crasna (ceva mai la sud), au pus în evidență existența depozitelor siluriene și respectiv, devoniene.

Mezozoicul. Este reprezentat prin toți termenii săi, dar aparțin unor unități structurale diferite: Triasicul aparține prelungirii nord-dobrogene, precum și fosei care urmărește spre nord marginea Platformei Moldovenești, Jurasicul aparține Depresiunii Bîrlad, iar Cretacicul, cuverturii epicontinentale a acestor două unități, cît și Platformei Moldovenești.

Neozoicul. Cuvertura depozitelor neozoice este alcătuită din Eocen, Neogen (Tortonian — Levantin) și Cuaternar. O parte din termenii Neozoicului, începînd cu Sarmațianul mediu și continuînd cu depozitele mai tinere, apar la zi, iar ceilalți au fost întîlniți numai în foraje.

Cuaternarul inferior este reprezentat prin alternanțe de pietrișuri, nisipuri și foarte rar argile, avînd o structură torențială (Pleistocen inferior), pietrișuri și nisipuri constituite în terase vechi, atribuite Pleistocenului mediu (T. Bandrabur și P. Giurgea 1965), la care sînt trecute și depozitele loessoide, aparținînd cîmpului înalt.

Pleistocenul superior, este reprezentat prin aluviunile de terasă ale Bîrladului, constituite din pietrișuri, nisipuri grosiere și nisipuri argiloase. Depozitele aluvionare ale terasei joase sînt atribuite holocenului inferior. Ele sînt reprezentate prin pietrișuri și nisipuri, iar aluviunile recente din luncile și albiile majore, revin holocenului superior.

Din cele 61 foraje geotehnice efectuate în zona orașului Bîrlad, au fost colectate și analizate un număr de aproximativ 1800 probe. Pe baza prelucrării rezultatelor obținute prin analizele de laborator și a observațiilor de teren, s-au separat următoarele complexe geologice — genetice*):

*) Mândrescu Nicolaie. „Cercetări geologice tehnice privind microraionarea seismică a orașului Bîrlad și extravilanul", Raport geologic — Arhiva I. G. P., București — 1964.

— depozite marine, reprezentate prin argile grase, marnoase, cu intercalații de argile nisipoase și nisipuri fine. Ele aparțin ponțian-dacianului și au fost întîlnite în forajele geotehnice. La zi, apar într-o mică deschidere în malul stîng al Bîrladului, în dreptul Spitalului veterinar și în firul Văii Seci, afluent pe partea dreaptă a Bîrladului.

Analizele granulometrice au arătat următoarea compoziție: fracțiunea psamitică variază între 1—9 % din masa rocii, cea aleuritică între 3—38 %, iar cea pelitică reprezintă 49—91 %. Umiditatea naturală are valori cuprinse între 24—26 %. Densitatea aparentă variază între 2,07—2,10 g/cm^3, iar porozitatea variază între 35—40 %. Indicele porilor, cuprins între 0,5—0,67, clasează aceste roci în cadrul celor acceptate în general pentru fundație.

— depozite eoliene-loesoide. Sînt întîlnite ca o pătură aproape continuă, care acoperă culmile învecinate.

Analizele de laborator au evidențiat următoarele caracteristici fizico-mecanice: granulometric, depozitele sînt alcătuite din 19—26 % psamite, 37—44 % aleurite și 35—39 % pelite. Umiditatea naturală variază între 12—16 %, densitatea aparentă între 1,9—2,1 g/cm^3, iar porozitatea între 31—37 %. Modulul de compresibilitate are valori cuprinse între 100—333 kgf/cm^2, iar coeficientul de tasare specifică între 20—28 mm/m. În general roca este bună pentru fundații.

— depozitele deluviale, acoperă în mare parte versanții și sînt reprezentate prin argile și argile prăfoase nisipoase.

— depozite aluvio-proluviale. În masa depozitelor aluvio-proluviale, întîlnite în șesul Bîrladului, au fost separate două complexe litologice:

— complexul argilelor prăfoase nisipoase, dispus ca o pătură continuă aproape pe întreaga suprafață a șesului aluvionar, are grosimea de 1,5 — 2,0 m. Complexul este alcătuit din pelite 19 — 46 %, aleurite 44 — 60 % și psamite 3—21 %. Umiditatea naturală variază între 25,3 — 29,4 %, densitatea aparentă între 1,84 — 1,88 gf/cm^3, iar porozitatea între 42—44 %.

— complexul pietrișurilor și bolovănișurilor. În masa acestui complex întîlnit aproape în toate forajele executate în lunca Bîrladului, sînt numeroase intercalații de nisipuri grosiere, nisipuri fine și argile nisipoase. Grosimea sa variază între 1,5—7 m (vezi secțiunea geologică I—I — planșa 1).

Pe baza datelor de foraj și a măsurătorilor efectuate în puțuri, s-a constatat că nivelul hidrostatic este foarte ridicat în lunca Bîrladului și a afluenților săi (0 — 2 m) și coboară brusc de o parte și de cealaltă a rîului, o dată cu trecerea către zona cîmpurilor înalte.

După cum s-a mai arătat, zona cercetată face parte din Depresiunea Bîrladului și se caracterizează printr-o pronunțată activitate seismică, ca o consecință a particularităților structurale pe care le prezintă ansamblul tectonic de la exteriorul arcului Carpatic. Depresiunea Bîrladului, situată între platforma epiproterozoică la nord și prelungirea promontoriului nord dobrogean la sud se pare că s-a instalat într-un graben care a funcționat ca un culoar, între avanfosa carpatică din vest și depresiunea predobrogeană, de la est de Prut [7].

Cercetările seismice [6], [7], au semnalat prezența unor fracturi însemnate, care corespund unor căderi în trepte a fundamentului plat-

formei epiproterozoice către sud. Raporturile promontoriului nord dobrogean cu depresiunile adiacente sînt de asemenea tectonice [4]. Astfel, fundamentul Depresiunii Bîrladului, precum și a regiunilor învecinate, este fragmentat într-o serie de blocuri oscilante pe verticală, situate la diferite adîncimi.

Mișcările seismice înregistrate, se datoresc adesea deranjării și refacerii echilibrului dintre aceste blocuri, fapt determinat de continua evoluție a geosinclinalului carpatic.

Măsurătorile de nivelment repetat [5], care au stabilit valorile și sensul mișcărilor neotectonice, plasează zona cercetată în domeniul de tranziție, între zona de ridicări din nord (+1 + + 2mm/an) și cea de afundare (0 + — 1mm/an) a Cîmpiei Române, din sud.

Mișcările neotectonice sînt puse în evidență și de evoluția rețelei hidrografice, care a suferit importante deplasări către zonele de maximă afundare existente în diferite intervale de timp.

Exemplul tipic îl oferă „bucla" pe care o face Bîrladul în drumul său spre confluența cu Siretul.

Seismicitatea ținutului extracarpatic, în care se înscrie și Depresiunea Bîrladului, este determinată în cea mai mare măsură de activitatea seismică a regiunii hipocentrale adînci din Vrancea [1], [11].

Manifestările seismice legate de activitatea focarelor din scoarță, au intensitate redusă, iar aria afectată de aceste mișcări este limitată.

Cea mai mare intensitate seismică a fost înregistrată în zona Zorleni — Bîrlad [1], cu ocazia cutremurelor de pămînt din 31 august 1894 (gradul 7), 6 octombrie 1908 (gradul 6), 22 octombrie 1940 (gradul 6), 10 octombrie 1940 (gradul 9).

Datele privitoare la urmările acestor cutremure i-au permis lui I. Atanasiu să traseze o serie de linii de sensibilitate seismică, al căror traiect se acordă foarte bine cu direcția fracturilor puse în evidență pe baza unui bogat material geofizic, de dată mai recentă.

III. REZULTATELE MĂSURĂTORILOR SEISMICE

În vederea aprecierii rigidității seismice a rocilor au fost efectuate, în zona orașului Bîrlad, un număr de 62 stații seismice, determinîndu-se în special viteza de propagare a undelor longitudinale în diferite depozite geologice din perimetrul cercetat.

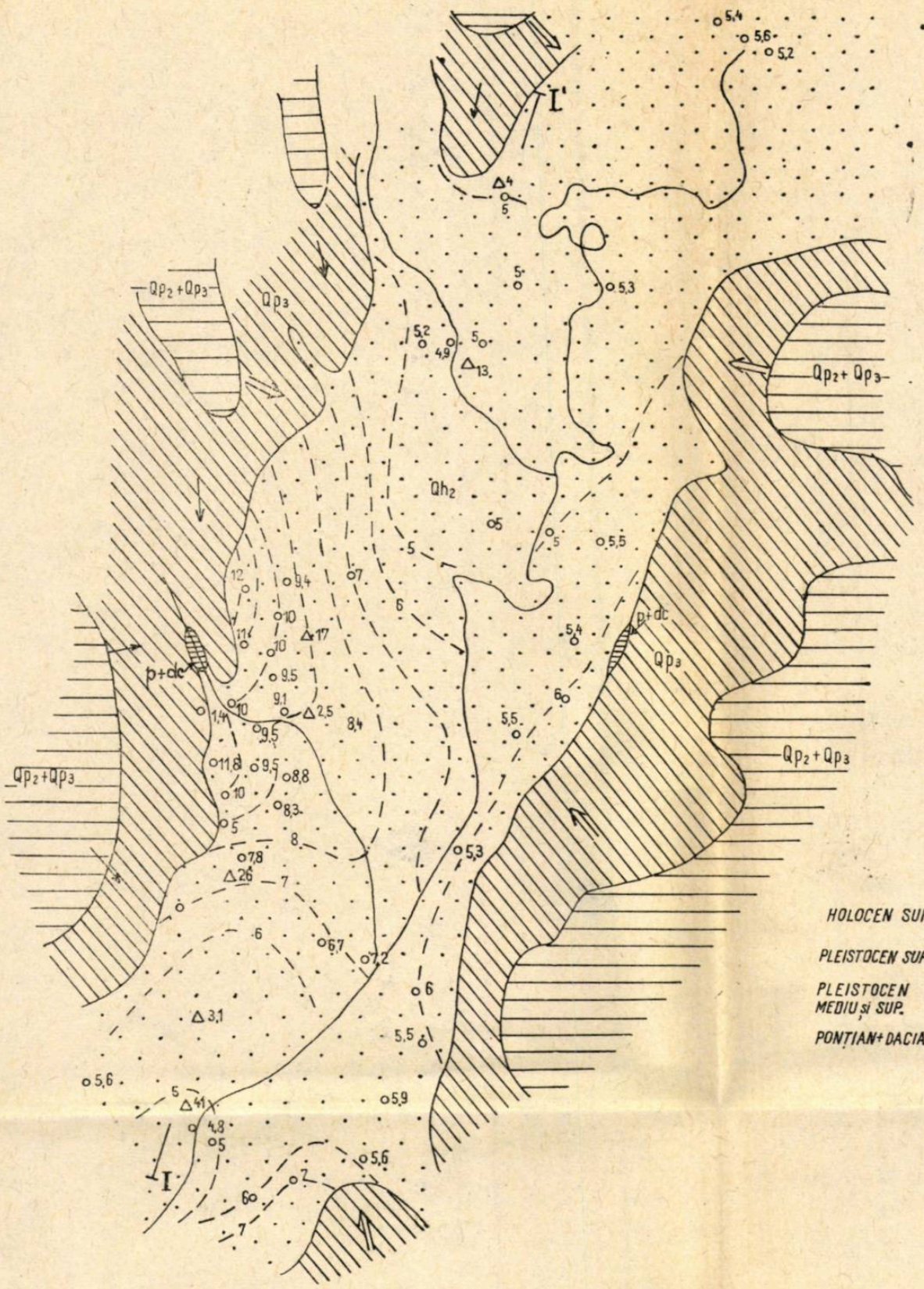
Măsurătorile s-au executat cu un seismograf portabil cu un canal, tip FS_3, cu înregistrare directă pe hîrtie electrosensibilă.

Aproximativ 30% din numărul total al stațiilor seismice se găsesc pe teritoriul orașului, iar restul în comunele învecinate (Zorleni și Griviția).

Stațiile seismice au fost amplasate în apropierea locațiilor forajelor geotehnice, sau acolo unde condițiile litologice sînt cunoscute din deschideri naturale. Ele sînt figurate pe planșa 2.

Cu ajutorul seismogramelor obținute, s-a calculat viteza medie a undelor longitudinale, în fiecare stație seismică. În general, cele mai mici valori ale vitezei medii au fost înregistrate pe culmile Vîrlez, Dealul Mare și Dealul Comizoclu, de pe malul stîng al Bîrladului și Dealul Golășei,

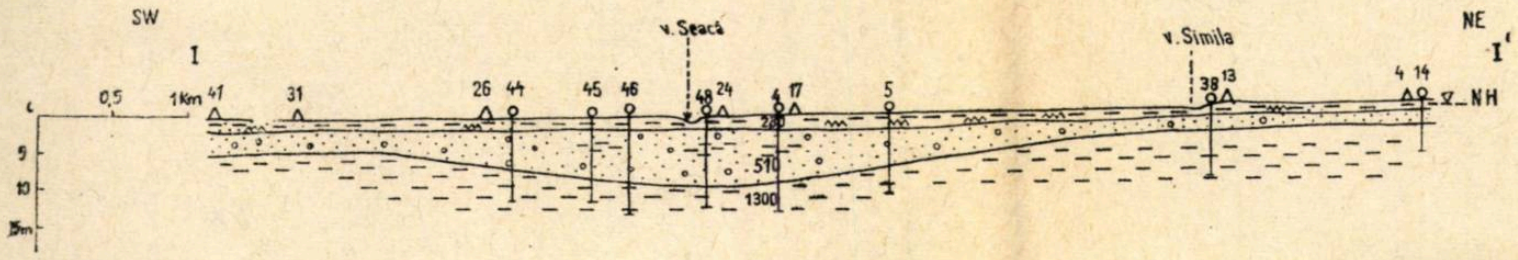
SCHIȚA MICROZONĂRII SEISMICE A PERIMETRULUI BÎRLAD - ZORLENI
HARTA GEOLOGICĂ INGINEREASCĂ



LEGENDA

- HOLOCEN SUP. — Depozite aluvio-proluviale: argile, nisipuri, pietrișuri
- PLEISTOCEN SUP. — Depozite deluviale: argile prăfoase nisipoase
- PLEISTOCEN MEDIU și SUP. — Depozite eoliene: loessoide
- PONȚIAN+DACIAN — Depozite marine: argile nisipoase
- Limita geomorfologică sau complexe geologice-genetice
- Izopahitele depozitelor aluvio-proluviale
- Sensul de înclinare al pantei
  - a. Înclinări < 15°
  - b. Înclinări > 15°
- I — I' Poziția secțiunii geologice
- 10 Foraj geotehnic grosimea depozitelor aluvio-proluviale
- Δ 31 Stație seismică numărul stației

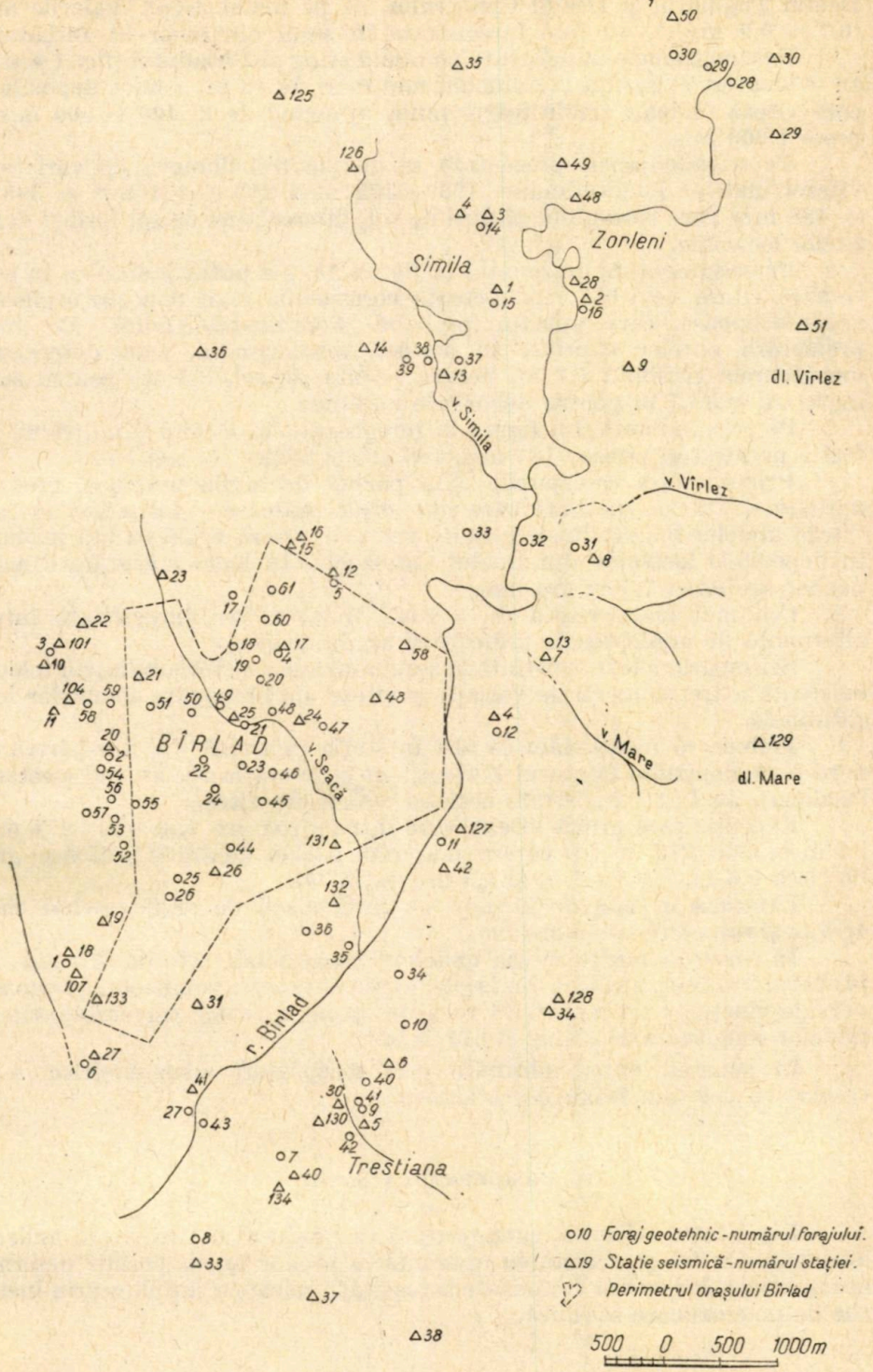
500 0 500 1000 m



- HOLOCEN SUP. — 1. Argile prăfoase-nisipoase; 2. Nisipuri, pietrișuri și intercalații argiloase
- PONȚIAN+DACIAN — Argile nisipoase
- 14 — Foraj geotehnic - numărul forajului
- 13 — Stație seismică - numărul stației
- NH — Nivelul hidrostatic
- 1300; 510 — Viteza medie a undelor longitudinale (Km/sec.)

PLANȘA 2

SCHIȚA MICROZONĂRII SEISMICE A PERIMETRULUI BÎRLAD - ZORLENI
HARȚA CU AMPLASAMENTELE FORAJELOR GEOTEHNICE ȘI A STAȚIILOR SEISMICE



Dealul Țuguiatul și Dealul Cimitirului, de pe malul drept. Valorile mari (0,7 + 0,9 km/s), au fost înregistrate în șesul aluvionar al Bîrladului.

Seismogramele înregistrate pe malul stîng al Bîrladului (fig. 1 *a* și *b*), au evidențiat existența la adîncimi mai mari de 18 m, a unor depozite în care viteza undelor crește foarte mult, ajungînd de la 400 — 500 m/s, la peste 1 600 m/s.

Pe seismogramele prezentate se disting trei domenii de variație a vitezei undelor longitudinale : 122 + 152 m/s, 213 + 274 m/s și 396 + + 488 m/s, care corespund păturii de sol, intercalației de sol fosil și depozitelor loessoide.

Pe seismograma prezentată în figura 1*b*, s-a putut identifica în continuare viteza de 1 677 m/s. Aceasta corespunde unor depozite argiloase, argilo-nisipoase, care aparțin probabil Pontian-Dacianului. Pe baza prelucrării datelor cuprinse în această seismogramă, s-au determinat următoarele grosimi : 1,1 m, pentru pătura de sol, 2,1 m, pentru solul îngropat, și 15,7 m pentru depozitele loessoide.

Pe seismograma din figura 2, înregistrată în Dealul Cimitirului, au fost separate trei viteze : 183 m/s, 488 m/s și respectiv, 1 067 m/s.

Prima viteză corespunde unui pachet de argilă prăfoasă, gros de aproximativ 2 m. În continuare sînt argile prăfoase — nisipoase, în care viteza undelor longitudinale este de 488 m/s, viteză egală cu cea întîlnită în depozitele loessoide din Dealul Camizoclu. În locul măsurătorii acest pachet are circa 7,3 m grosime.

Cea mai mare viteză (v_3 = 1 067 m/s,) a fost înregistrată într-o alternanță de argile, argile prăfoase și argile nisipoase.

Seismogramele înregistrate în șesul aluvionar al Bîrladului, au relevat existența a trei domenii de variație a vitezei de propagare a undelor longitudinale.

Trebuie să menționăm că atît în stația seismică 3*a*, din partea de nord a perimetrului (sectorul Zorleni), cît și în stația 3*b* din sud (sectorul Prodana), au fost înregistrate aceleași valori ale vitezei.

Excepție face prima viteză, care într-un caz are valoarea 274 m/s, iar în celălalt 213 m/s, și corespunde unui pachet de argile prăfoase, gros de circa 0,6 m. (stația 3 *a*) și 1,8 m (stația 3*b*).

Urmează o serie de nisipuri cu intercalații de argile, avînd circa 4,15 m și respectiv 1,0 m grosime.

În aceste depozite viteza undelor longitudinale este de 915 m/s. În pachetul următor, alcătuit din argile, argile nisipoase, compacte, de culoare verzuie-vineție, care reprezintă roca de bază în zona cercetată, viteza undelor longitudinale atinge 1 677 m/s.

În general, datele obținute prin măsurători seismometrice, s-au corelat cu cele din forajele geotehnice.

IV. MICROZONAREA SEISMICĂ

Rigiditatea seismică, caracterizată ca produsul dintre viteza undelor longitudinale (v) și densitatea aparentă a rocilor (ρ), a permis determinarea corecțiilor ce vor fi aplicate intensității seismice stabilite prin lucrările de macrozonare seismică.

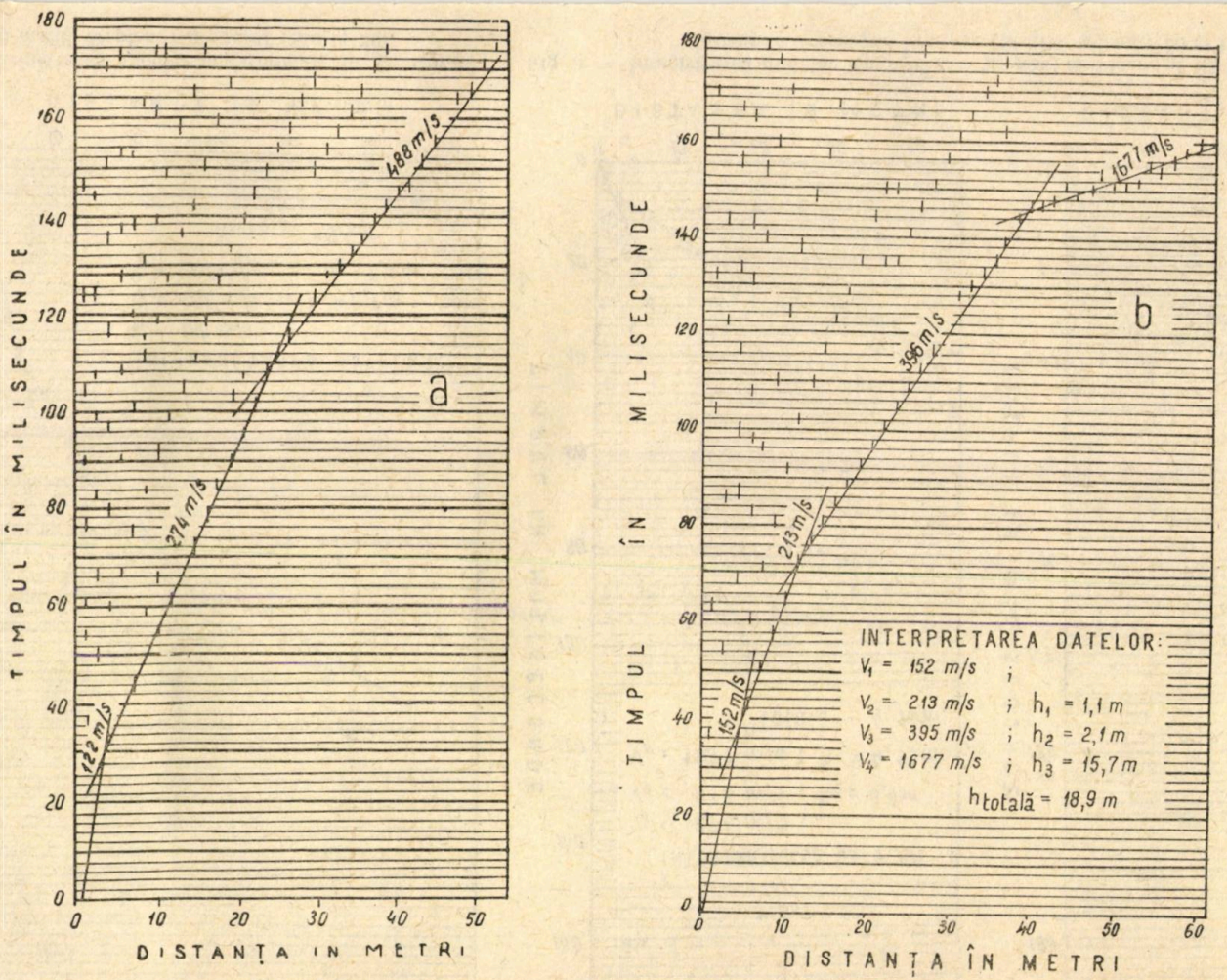


Fig. 1. — Înregistrarea undelor longitudinale în D. Comizoclu (*a*) și D. Mare (*b*) — malul stîng al Bîrladului (Stațiile 38 și respectiv 34).

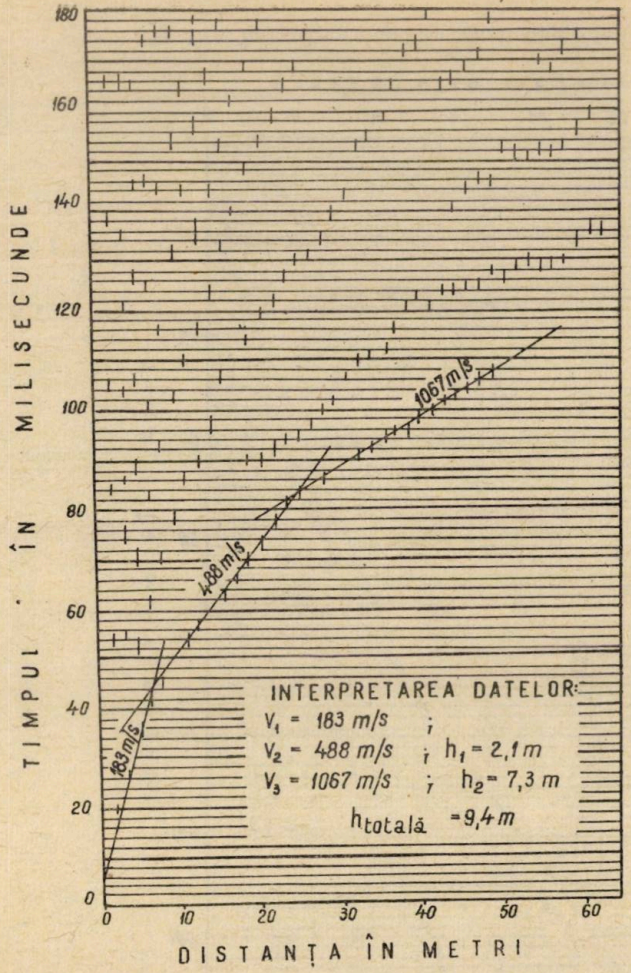

TIMPUL ÎN MILISECUNDE
DISTANȚA ÎN METRI
INTERPRETAREA DATELOR:
V1 = 183 m/s ;
V2 = 488 m/s ; h1 = 2,1 m
V3 = 1067 m/s ; h2 = 7,3 m
htotală = 9,4 m
183 m/s
488 m/s
1067 m/s

Fig. 2. — Înregistrarea undelor longitudinale în D. Cimitirului-malul drept al Bîrladului (Stația 20).

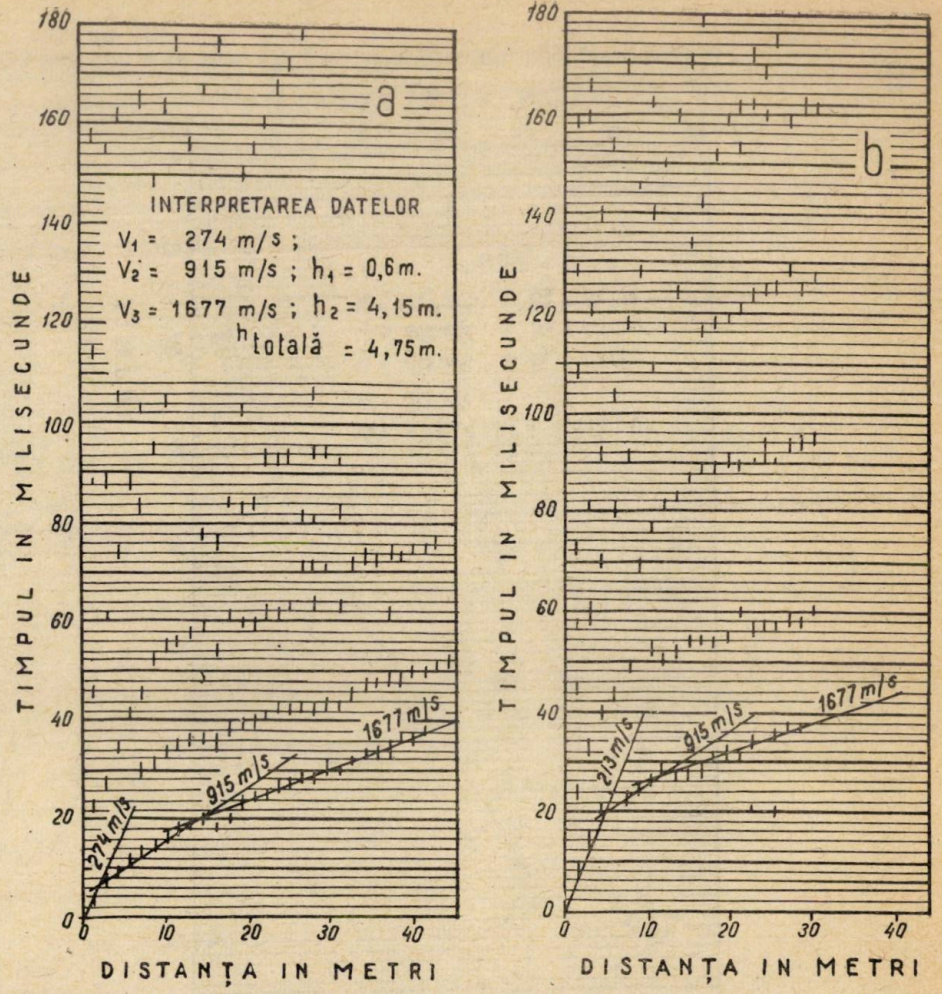


Fig. 3. — Înregistrarea undelor longitudinale în șesul aluvionar al Bîrladului ; *a* — sectorul Zorleni ; *b* — sectorul Prodana (Stațiile seismice 50 și 133).

În fiecare locație de foraj sau stație seismică, s-a calculat, folosind metodologia elaborată de S. V. Medvedev [9], corecția intensității seismice, după relația

$$C_s = 1{,}67 \log \frac{v_0 \rho_0}{v_n \rho_n}, \quad (1)$$

unde :

C_s — corecția intensității seismice ;

ρ_0, ρ_n — densitatea aparentă a rocii etalon (ρ_0) și a celei existente în locul considerat (ρ_n) ;

v_0, v_n — viteza undelor longitudinale în roca etalon (v_0) și în roca considerată (v_n).

Se știe că nivelul hidrostatic influențează în mare măsură modul de comportare a construcțiilor, în timpul perturbațiilor seismice [2], [8] — — [10].

În scopul evaluării acestei influențe, s-a formulat [9] relația empirică

$$\Delta I_H = e^{-0{,}04H^2}, \quad (2)$$

unde H este adîncimea nivelului hidrostatic.

Relația generală pentru calcularea corecției intensității seismice, devine

$$C_s = 1{,}67 \log \frac{v_0 \cdot \rho_n}{v_n \rho_n} + e^{-0{,}04H^2}.$$

Cu această relație s-a calculat corecția intensității seismice, folosindu-se ca etalon rigiditatea seismică a argilelor grase și argilelor nisipoase, verzui-vinețiі, puse în evidență atît de forajele geotehnice cît și de măsurătorile seismice. Rigiditatea seismică medie a acestor argile este de 2,7. Rezultatele obținute pentru fiecare microzonă seismică, sînt înscrise în tabelă.

Pentru microzonarea seismică s-a ales schema, potrivit căreia, pe teritoriul cercetat pot fi separate sectoare în care intensitatea seismică este mai mică decît cea stabilită prin cercetările de macrozonare.

Considerăm că gradul de seismicitate înscris în dreptul localității Bîrlad (gradul 9), în urma evaluării efectelor cutremurului de pămînt din 10.XI.1940 [1], nu exprimă intensitatea reală a șocului seismic, deoarece nu s-a ținut seama de materialele folosite, de vechimea, starea și numărul construcțiilor implicate în seism [10].

În adoptarea schemei de microzonare, s-au avut în vedere următorii factori :

— distanța epicentrală (față de regiunea epicentrală a Vrancei), este de 90 — 100 km. S-a considerat numai zona focarelor adînci din Vrancea, deoarece șocurile provocate de „jocul" pe verticală al diferitelor blocuri care alcătuiesc fundamentul Depresiunii Bîrladului, nu ating intensități notabile ;

— în teritoriul cercetat, nu au loc intense procese geologice-dinamice ; ravenările care afectează versantul stîng al Bîrladului, în dreptul localității Zorleni, au o răspîndire limitată ;

Tabelă

Centralizarea datelor privind microzonarea seismică a perimetrului Bîrlad–Zorleni

Microzona de seismicitate	Caracterizare litologică	Adînc. NH (m)	Densit. apar. (g/cm^3)	V_p (km/s)	ΔI_H (grade)	C_s^* (grade)	C (grade)	Intensit. seismică conform STAS 2923–63	Intensit. seismică conform microzonării	Observaţii
A	Depozite eoliene loessoide: argile prăfoase-nisipoase	>10	1,9+2,1	0,3+0,6	0	−0,8+1,0	−0,8+−1,0	8	7	Pentru stabilirea semnului corecţiei intensităţii seismice (C), s-a luat în consideraţie valoarea medie a corecţiei pentru terenurile din lunca Bîrladului ($C_s$med = 1,5). La separarea microzonelor s-a ţinut seama atît de valoarea corecţiei intensităţii seismice, cît şi de condiţiile geologice inginereşti.
B	Depozite aluvio-proluviale: alternanţe de pietrişuri, nisipuri şi argile	0+5	1,8+2,1	0,7+1,0	0,5+1,0	1,0+1,7	−0,5+ +0,2	8	8	
C	Depozite deluviale: argile prăfoase-nisipoase	5+10	1,9+2,0	0,4+0,7	0+0,5	1,0+0,7	−0,5+−0,8	8	7,5	

* Corecţiile intensităţii seismice au fost calculate luîndu-se ca etalon rigiditatea seismică a argilelor nisipoase, compacte, considerate ca rocă de bază.

— relieful nu este accidentat, excepție făcînd versantul stîng al Bîrladului (zona nordică). Diferențele de nivel nu depășesc 120 m;

— excluzînd șesul aluvionar al Bîrladului, unde nivelul hidrostatic este mai ridicat, nivelul apei freatice se află la adîncimi mai mari de 10 m;

— amenințarea permanentă pe care o prezintă revărsarea Bîrladului în anumite perioade ale anului (cu consecințele sale asupra construcțiilor va dispare în scurt timp, odată cu regularizarea cursului acestuia, la care se lucrează în prezent.

Față de cele arătate mai sus, schema de microzonare aleasă se concretizează în relația

$$C = C_s - C_{s\,\mathrm{med}},$$

unde:

C este corecția intensității pentru punctul considerat (semnul corecției intensității seismice).

$C_{s\,\mathrm{med}}$ — valoarea medie a corecției intensității seismice pentru terenurile cu condițiile seismo-geologice cele mai nefavorabile.

Corecțiile intensității seismice variază între + 0,2 și — 1, așa încît, diferența maximă de intensitate seismică între diferitele microzone separate în teritoriul cercetat, este de 1,2 grade.

În general, se constată faptul că valorile mici ale corecției intensității seismice (+0,2 + — 0,5) se întîlnesc în șesul aluvionar al Bîrladului, iar valorile mai mari ((—0,8 + —1) apar pe culmile învecinate. Corecțiile seismice sînt trecute pe planșa nr. 3.

Astfel, în funcție de rigiditatea seismică a rocilor de fundație, au fost separate următoarele microzone seismice:

A. Microzona de gradul 7. Ocupă partea de vest a orașului (Dealul Cimitirului), precum și culmile Țuguiatul și Golașei, de pe malul drept al Bîrladului, D. Vîrlez, D. Mare și D. Comizoclu, de pe malul stîng.

Corecția intensității seismice are valori mai mari de — 0,8 grade.

În cuprinsul acestei microzone cea mai mare răspîndire o au depozitele loessoide. Nivelul hidrostatic este foarte coborît (mai mult de 10 m).

B. Microzona de gradul 8, cuprinzînd lunca Bîrladului, are cea mai mare extindere în perimetrul cercetat. Corecția intensității seismice variază între + 0,2 și —0,5 grade.

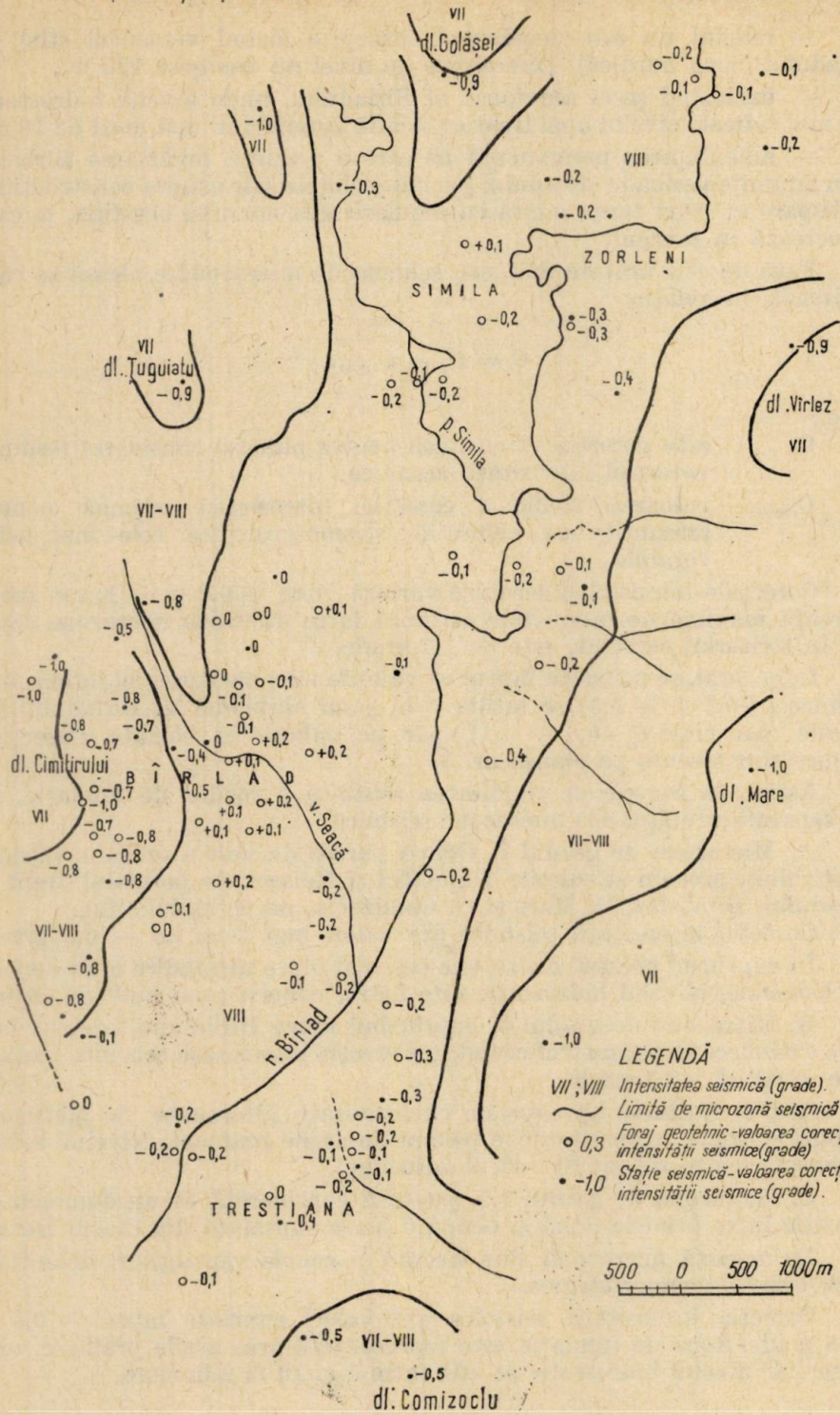
Aici se întîlnesc aproape în exclusivitate alternanțe de pietrișuri, nisipuri și argile, acoperite de o pătură de argile prăfoase. Nivelul hidrostatic este foarte ridicat (0 — 2 m adîncime).

C. Microzona de gradul 7,5, poate fi considerată ca un domeniu de tranziție între primele două și ocupă o mare suprafață din orașul Bîrlad.

La această microzonă sînt trecute și zonele versanților, delimitate după criterii geomorfologice.

Corecția intensității seismice are valori cuprinse între — 0,5 și —0,8 grade. Roca de fundație este reprezentată prin argile prăfoase, nisipoase, iar nivelul hidrostatic se află între 5 și 10 m adîncime.

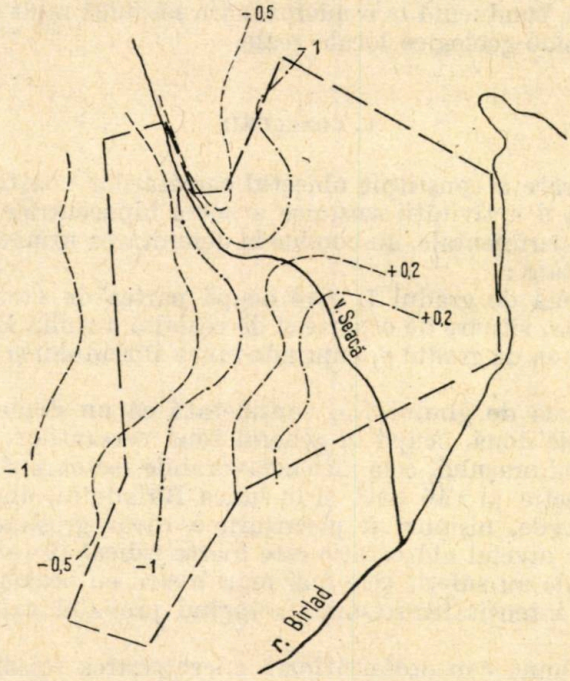
SCHIȚA MICROZONĂRII SEISMICE A PERIMETRULUI BÎRLAD-ZORLENI



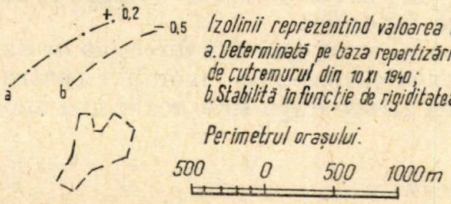
Pe harta microzonării seismice (planşa 3) nu a fost delimitat sectorul în care corecţiile intensităţii seismice sînt pozitive, datorită valorilor scăzute ale acestora (+0,1 + + 0,2). Această delimitare s-a făcut însă pe planşa 4, cu scopul de a scoate în evidenţă paralelismul aproape perfect

PLANŞA 4

SCHIŢA MICROZONĂRII SEISMICE A ORAŞULUI BÎRLAD



LEGENDA



Izolinii reprezentînd valoarea corecţiei intensităţii seismice (grade).
a. Determinată pe baza repartizării teritoriale a construcţiilor avariate de de cutremurul din 10 XI 1940;
b. Stabilită în funcţie de rigiditatea seismică a rocilor de fundaţie.

Perimetrul oraşului.

500 0 500 1000 m

al limitelor microzonelor de seismicitate trasate pe baza repartiţiei teritoriale a construcţiilor avariate în timpul cutremurului din 10.XI.1940, şi cele stabilite în funcţie de rigiditatea seismică a rocilor de fundaţie.

Zona în care apar valorile pozitive ale corelaţiei intensităţii seismice, coincide cu cea în care s-au înregistrat cele mai mari avarii în timpul cutremurului din 10.XI.1940.

Aceasta constituie o dovadă a importanţei pe care o prezintă studiul rea ctualizat al datelor privitoare la efectele cutremurelor de pămînt atunci cîn d se încearcă microzonarea seismică a centrelor populate, ţinîndu-se

seama de tipul de construcţie, materialele folosite, vîrsta, starea şi numărul construcţiilor implicate în seism.

Datele, mult mai complete, care au stat la baza microzonării seismice în funcţie de rigiditatea seismică a rocilor, ne-au permis, aşa după cum s-a arătat, separarea microzonei de gradul 7,5, care nu figurează pe schiţa din lucrarea [10].

Din cele prezentate, se remarcă faptul că cele două metode se completează reciproc, conducînd la o microzonare seismică mult mai apropiată de condiţiile seismo-geologice locale reale.

V. CONCLUZII

Regiunea care a constituit obiectul cercetărilor noastre, se află sub directa influenţă a activităţii seismice a zonei hipocentrale din Vrancea.

Studiile experimentale, au condus la delimitarea următoarelor microzone de seismicitate :

— microzona de gradul 7, care ocupă partea de vest a oraşului şi culmile învecinate, situate de o parte şi de cealaltă a rîului Bîrlad ;

— microzona de gradul 8, cuprinde lunca Bîrladului şi a principalilor săi afluenţi ;

— microzona de gradul 7,5, considerată ca un domeniu de tranziţie între primele două, ocupă în general zona versanţilor.

Pe teritoriul oraşului, cele mai nefavorabile sectoare sînt cele situate pe conul de dejecţie al văii Seci şi în lunca Bîrladului, unde se întîlnesc alternanţe de argile, nisipuri şi pietrişuri, a căror grosime depăşesc pe alocuri 10 m, iar nivelul hidrostatic este foarte ridicat (0 — 5 m.).

Aici clădirile au suferit cele mai mari avarii cu ocazia cutremurului din 10.XI. 1940, intensitatea seismică atingînd probabil valori superioare gradului 8.

Se relevă buna concordanţă între microzonarea seismică a oraşului Bîrlad, întocmită pe baza repartizării teritoriale a construcţiilor avariate de cutremurul din 10.XI. 1940 [10] şi cea realizată ţinîndu-se seama de rigiditatea seismică a rocilor de fundaţie.

Pe baza hărţii de microzonare, pot fi stabilite direcţiile de dezvoltare a oraşului, se pot alege amplasamentele cele mai favorabile pentru diferite obiective industriale, fapt care va atrage după sine realizarea unor însemnate economii.

Primit la redacţie la 10 aprilie 1970.

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu, I., *Cutremurele de pămînt din România*, Editura Academiei, 1961.
2. Beleş, A., Ifrim, M., *Elemente de seismologie inginerească*, Editura tehnică, Bucureşti, 1962.
3. Bandrabur, T., Giurgea, P., *Contribuţiuni la cunoaşterea Cuaternarului văii Siretului din regiunea Bacău — Roman*, D. S. Com. Geol., LI, 2, Bucureşti.
4. Botezatu, R., Bacioiu, Tr., Andrei, I., *Relaţiile dintre anomalia gravităţii şi structura geologică a Dobrogei de Nord şi a regiunilor limitrofe din Moldova de Sud şi Muntenia de Est*, St. cerc. Geologie, VI, 1, (1961).

5. Ciocîrdel, R., Esca, Al., *Încercare de sinteză a datelor cu privire la mișcările verticale recente ale scoarței terestre în România*, St. cerc. geol., geogr., geofiz., Seria geofiz., **4**, *1*, (1966).
6. Ciocîrdel, R., Socolescu, M., Teodorescu, C., *Fractures majeures de l'écorce terrestre dans le domaine Carpato-Balcanique*, Association Geologique Carpato-Balcanique, VIII-eme Congres, Belgrade, septembre 1967, Rapports Geotectoniques.
7. Cornea, I., *Contribuții geofizice la studiul structurii geologice a Depresiunii Bîrladului*, St. cerc. Geol., Geofiz., Geogr., Seria Geofizică, **2** (1964).
8. Housner, G. W., *Geotechnical Problems of Destructive Earthquakes*, Géotechnique, London, 153—161, 1954.
9. Medvedev, S. V., *Injenernaia Seismologhia*, Moscva, 1962.
10. Mândrescu, N., *Asupra microraionării seismice a orașului Bîrlad*, St. cerc. Geolog., Geofiz., Geogr., Seria Geofizică, **4**, *1*, 1966.
11. Petrescu, G., Radu, C., *Structura scoarței terestre în Republica Populară Română*, St. cerc. Astronomie și Seismologie, Anul VII, *2*, (1962).
12. Socolescu, M., Popovici, D., Visarion, D., Roșca, V., *Structure of the Eart's Crust in Rumania, As Bassed on the Gravimetric Data*, Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographye. Serie Geophysique, **8** (1964).
13. *** *Harta geologică — Foaia Bîrlad*, Scara 1 : 200 000.

CERCETĂRI EXPERIMENTALE PRIVIND DETERMINAREA PARAMETRILOR ELASTICI AI UNOR ROCI NECOERENTE

DE

NICOLAIE MÂNDRESCU

Întreprinderea de Prospecțiuni Geologice, Calea Griviței nr. 64, București

INTRODUCERE

Interpretarea geologică a rezultatelor geofizice, precum și rezolvarea diferitelor probleme de geologie inginerească, impune cunoașterea caracteristicilor elastice ale rocilor.

În cazul solicitărilor vibratorii, ca efect al transportului rutier, dar mai ales al cutremurelor de pământ, modulii de elasticitate dinamici ai terenului, au o deosebită însemnătate, deoarece ei reflectă răspunsul acestuia la astfel de solicitări.

Unii cercetători, printre care menționăm, după Tsvi Meidav [4], pe A. W. Skempton și D. I. Henkel, S. G. Bergstrom și S. Linderhom, S. D. Wilson și R. T. Dietrich, au arătat că se pot stabili corelații între modulul de elasticitate static și dinamic.

În unele lucrări [1], [2], [4,] [7], [9] se relevă posibilitatea utilizării refracției seismice pentru determinarea modulilor de elasticitate dinamici ai rocilor, cu ajutorul vitezei de propagare a undelor longitudinale și transversale. Acest fapt este posibil datorită legăturilor cauzale dintre parametrii elastici ai rocilor și vitezele undelor elastice. Viteza undelor seismice poate fi exprimată prin relațiile [6]:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}, \qquad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \tag{1}$$

unde,

$$\lambda = \frac{\sigma E}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}, \qquad \mu = \frac{E}{2(1+\sigma)} \tag{2}$$

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM 8, NR. 2, P. 227–235, BUCUREȘTI, 1970

Coeficientul lui Poisson (σ) definit ca raportul dintre contracția transversală și lungirea specifică, poate fi exprimat [4], prin relația

$$\sigma = \frac{\frac{1}{2}\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1}{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1}. \tag{3}$$

În lucrarea [4], pentru determinarea modulului de elasticitate dinamic, s-a folosit relația

$$E_d = V_p^2 \times \rho \times 1{,}34 \times 10^{-2} \times \frac{(1+\sigma)(1-2\sigma)}{1-\sigma}. \tag{4}$$

Cunoscînd modulul de elasticitate dinamic și coeficientul lui Poisson, se poate stabili modulul de forfecare (modulul de elasticitate transversală)

$$\mu = \frac{E}{2(1+\sigma)}. \tag{5}$$

Adoptînd metodologia folosită de Meidav [4], noi am încercat să apreciem, pe baza unor înregistrări efectuate cu seismograful portabil cu un canal, tip FS_3, valorile parametrilor elastici pentru o serie de roci necoerente din zona de la exteriorul arcului carpatic.

O parte din rezultatele obținute sînt prezentate în lucrarea de față.

REZULTATELE CERCETĂRILOR EXPERIMENTALE

Folosind metoda refracției seismice, s-au determinat vitezele de propagare a undelor longitudinale și transversale în zone cunoscute din punct de vedere geologic — ingineresc.

Măsurătorile s-au efectuat cu un seismograf portabil, cu înregistrare directă a oscilațiilor terenului pe hîrtie electrosensibilă.

Undele longitudinale (P) au fost generate prin bătăi de ciocan pe o placă de oțel, fiind înregistrate cu ajutorul unui geofon vertical.

Undele transversale (SH), au fost obținute prin lovituri laterale aplicate unei țevi de oțel, inroduse în teren și au fost înregistrate de un geofon orizontal.

După cum s-a mai arătat, măsurătorile s-au executat în zone cu succesiune litologică și caracteristici fizico-mecanice cunoscute, datorită unor foraje geotehnice efectuate anterior *).

Figura 1 reprezintă înregistrările undei longitudinale (a) și transversale (b), în apropierea forajului geotehnic nr. 5, din zona Focșani.

*) Mîndrescu Nicolaie, „Raport informativ asupra microraionării seismice a zonei de curbură a Carpaților, cu foraje și măsurători seismice directe", Arhiva I.G.P. — București 1968.

Valorile înscrise pe fiecare segment al hodografului, reprezintă viteza de propagare a undelor elastice în stratul respectiv, iar sub formă de tabel este trecută atît viteza undelor longitudinale cît și grosimea stratelor calculate pe baza relațiilor matematice date în lucrarea [5].

După cum se poate observa pe seismogramele prezentate, valoarea vitezei de propagare a undelor P crește odată cu adîncimea într-o proporție

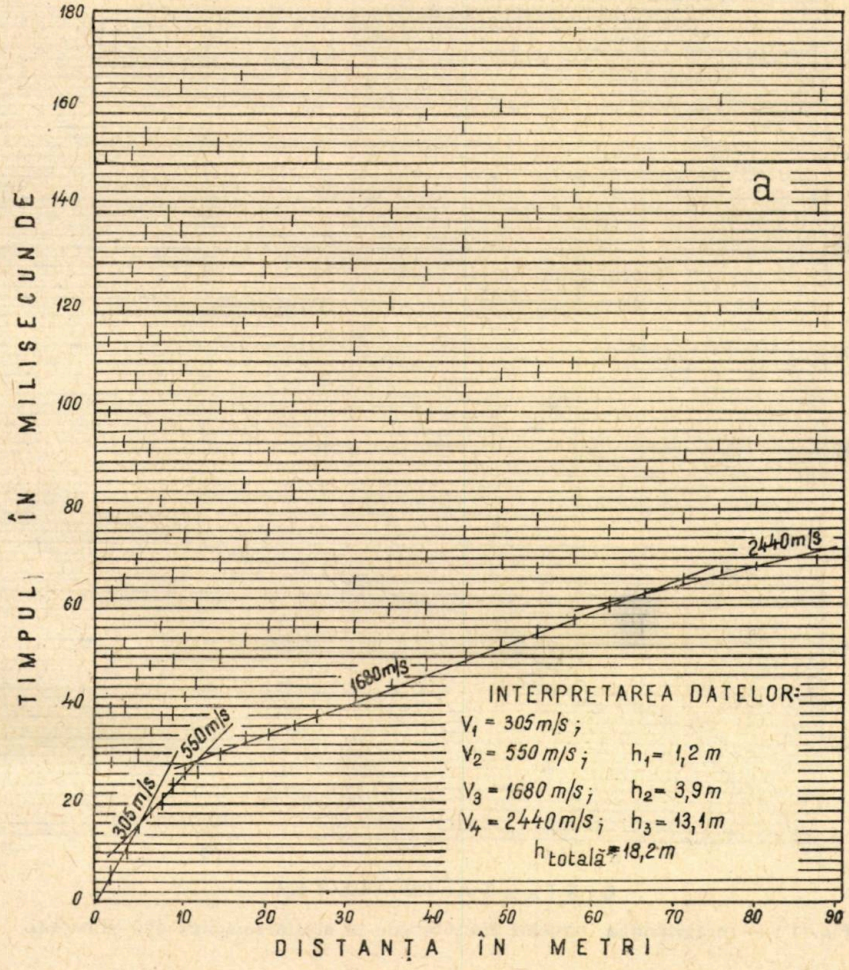

a
TIMPUL ÎN MILISECUNDE
DISTANȚA ÎN METRI
305 m/s
550 m/s
1680 m/s
2440 m/s
INTERPRETAREA DATELOR:
V1 = 305 m/s ;
V2 = 550 m/s ; h1 = 1,2 m
V3 = 1680 m/s ; h2 = 3,9 m
V4 = 2440 m/s ; h3 = 13,1 m
h totală = 18,2 m

Fig. 1 *a* — Înregistrarea undelor longitudinale în stația seismică 199—Focșani.

mult mai mare, în comparație cu cea a undelor transversale (fig. 1 *b*). Aceasta determină creșterea în mod corespunzător a valorii coeficientului lui Poisson de la 0,333 pentru primele două strate, în care raportul V_p/V_s are valoarea aproximativ 2, la 0,446 pentru stratul al treilea, unde raportul V_p/V_s este de circa 3,2.

În aceeaşi măsură creşte şi valoarea modulului de elasticitate de la 1 100 kgf/cm² pentru primul strat şi 3700 kgf/cm² pentru cel de al doilea, la peste 18 000 kgf/cm² pentru stratul al treilea.

După datele furnizate de forajul geotehnic amintit, primele două pachete sînt reprezentate prin argile prăfoase, alcătuite din : argile 37—

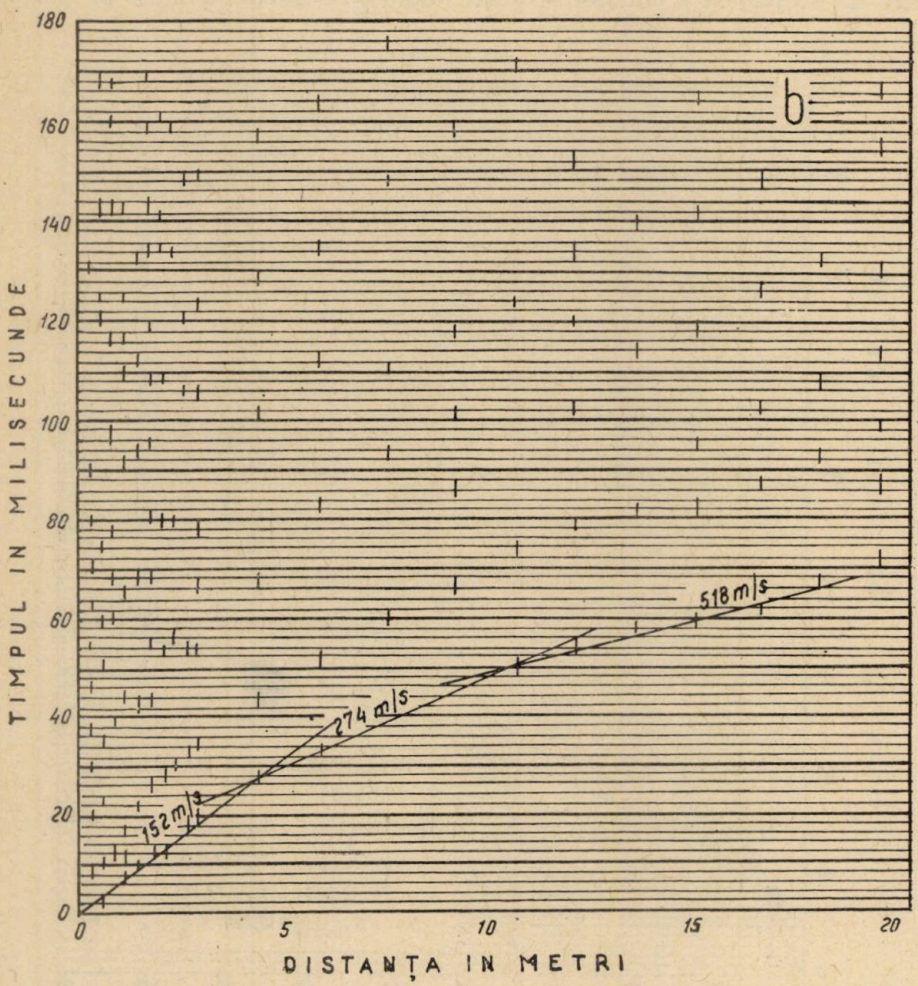


Fig. 1 *b* — Înregistrarea undelor transversale în staţia seismică 199—Focşani.

65 %, prafuri 33—55 % şi nisipuri 2—8 %. Gradul de umiditate are valori cuprinse între 0,5 şi 0,6, iar porozitatea între 41—43 %.

Stratul al treilea, este reprezentat printr-o argilă grasă, compactă, de culoare cenuşiu închis. Analizele granulometrice au arătat următoarea compoziţie : argile 77 %, prafuri 21 % şi nisip 2 %.

Aceste argile sînt foarte umede (gradul de umiditate are valoarea 0,9).

Din cele prezentate, se constată o creştere a gradului de umiditate cu adîncimea, fapt care a influenţat direct creşterea vitezei de propagare

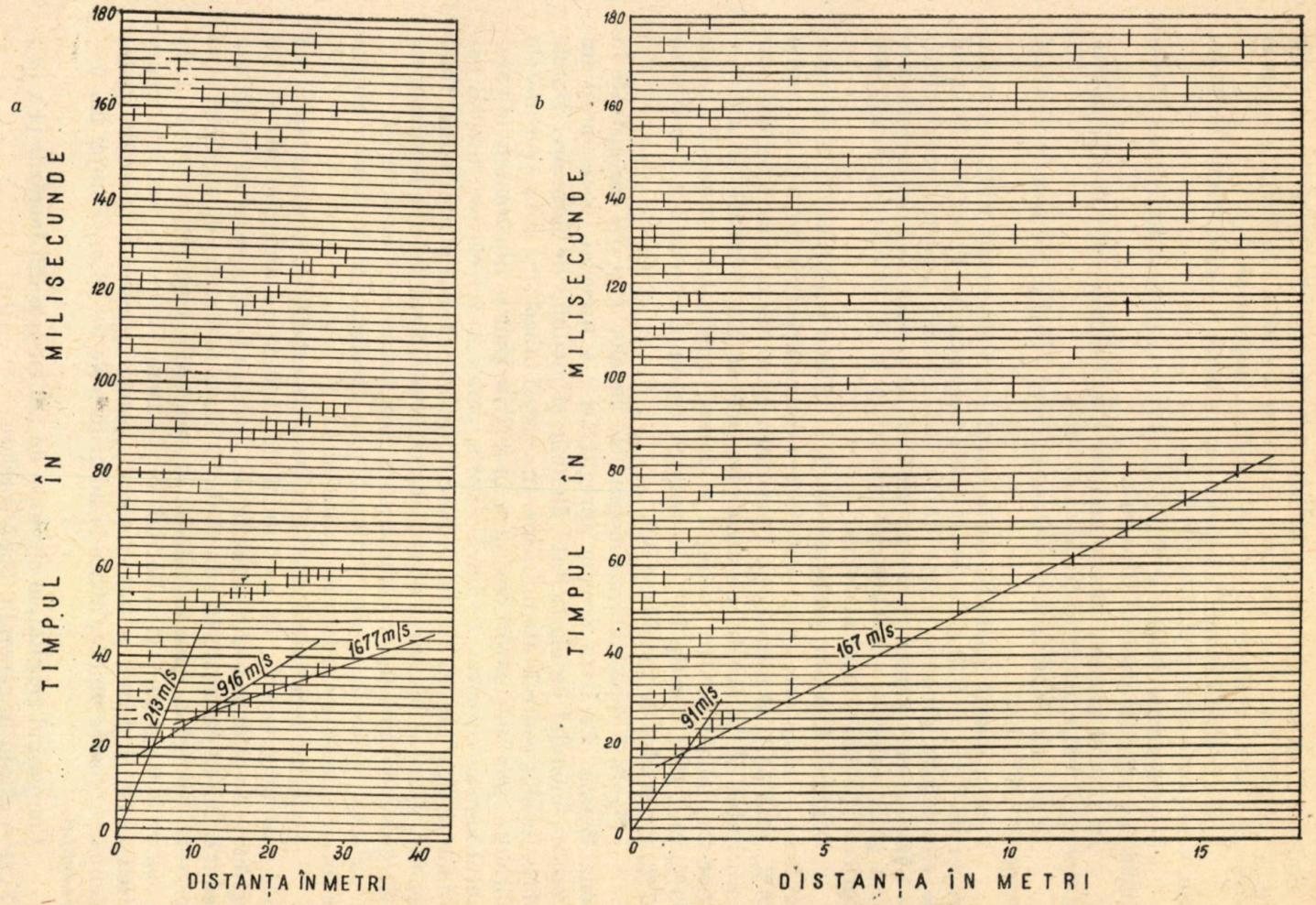


Fig. 2. — Înregistrarea undelor longitudinale (*a*) și transversale (*b*) în stația seismică 133—Bîrlad.

a undelor *P* în comparație cu undele *SH*. Se știe că undele transversale nu se propagă prin apă, așa încît, odată cu creșterea umidității s-ar putea constata chiar o reducere a vitezei undelor transversale [4].

Acest fapt, determină creșterea foarte mare a coeficientului lui Poisson, care poate ajunge pînă la 100% [3].

Seismograma undelor *P* (fig. 2 *a*) relevă existența a trei viteze, corespunzătoare la trei pachete litologice.

În primul pachet, viteza undelor longitudinale este de 213 m/s în al doilea 915 m/s, iar în al treilea 1 677 m/s.

În primele două pachete, viteza undelor *SH* (fig. 2*b*) este de 91m/s și respectiv 167 m/s.

Pentru aceste pachete, coeficientul lui Poisson are valoarea 0,365 (raportul $V_p/V_s = 2{,}3$) și respectiv 0,482 (raportul $V_p/V_s = 5{,}5$). Modulul de elasticitate dinamic crește de la 500 kgf/cm², pentru primul strat, la 1 700 kgf/cm², pentru pachetul următor, iar pentru modulul de forfecare s-au găsit valorile: 200 kgf/cm², pentru primul strat și respectiv, 600 kgf/cm², pentru stratul al doilea.

Conform forajului geotehnic nr. 6, în primul pachet se întîlnesc argile prăfoase — nisipoase, avînd următoarea compoziție granulometrică: argile 28%, praf 55% și nisip 17%. Densitatea aparentă este de 1,8 g/cm³, iar porozitatea 43%. Gradul de umiditate este de 0,4. Analizele granulometrice au indicat pentru pachetul al doilea următoarele proporții: argile 50%, praf 40% și nisip 10%. Densitatea aparentă este de 1,9, porozitatea 37%, iar gradul de umiditate 0,9.

Figura 3 reprezintă seismogramele undelor *P* și *SH* înregistrate în zona Suraia. Pe baza acestor înregistrări s-a apreciat coeficientul lui Poisson, modulul de elasticitate dinamic și modulul de forfecare. Datele obținute sînt centralizate în tabelă. În aceeași tabelă sînt redate rezultatele obținute prin măsurători efectuate în diferite puncte din zona de la exteriorul arcului carpatic. Pe lîngă valorile parametrilor elastici, tabelul cuprinde și date asupra locului în care au fost efectuate măsurătorile, tipul genetic, vîrsta și descrierea depozitelor cercetate. Este trecută de asemenea, atît grosimea pachetelor caracterizate prin parametrii menționați, cît și densitatea aparentă medie obținută prin încercări de laborator asupra probelor colectate din forajele geotehnice.

Analizînd rezultatele înscrise în această tabelă, se remarcă faptul că cele mai mici valori ale modulului de elasticitate dinamic, 500—1 700 kgf/cm², revin depozitelor superficiale, alterate și în general cu umiditate redusă. Odată cu creșterea adîncimii, valoarea modulului de elasticitate se mărește, ajungînd, dacă ne referim la rezultatele cuprinse în tabela 1, la 3 500—8 800 kgf/cm², la adîncimi de 5—10 m. Valoarea cea mai mare, circa 18 000 kgf/cm², a fost apreciată pentru pachetul de argile grase, compacte, foarte umede, aflate la adîncimea de 5—18 m (Forajul nr. 5—Focșani).

Comparînd rezultatele obținute de noi cu cele din lucrările [1], [4], 7] se constată în general o bună corelare.

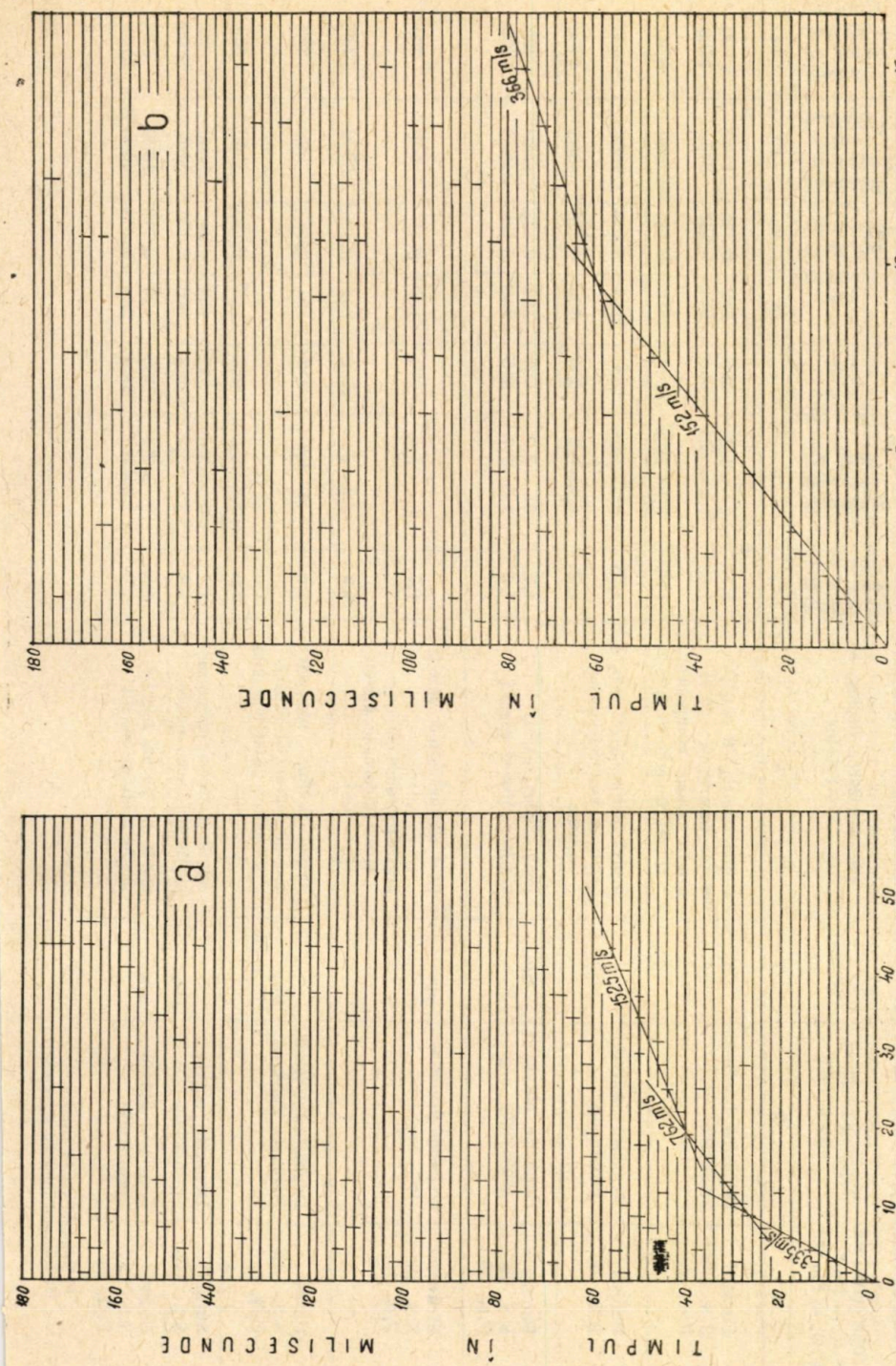


Fig. 3. — Înregistrarea undelor longitudinale (*a*) și transversale (*b*) în stația seismică 242—Suraia.

Tabelă

Aprecierea modulilor de elasticitate dinamici ai unor roci necoerente din zona de la exteriorul arcului Carpatic

Zona cercetată S.S. — No *) F.G. — No **)	Tipul genetic al depozitelor	Vîrsta	Caracterizarea litologică a stratelor	Densitatea aparentă (ρ — g/cm³)	Grosimea depozitelor (m)	V_p, m/s	V_s, m/s	Coef. lui Poisson (σ)	Modulul lui Young (Ed — kgf/cm²)	Modulul de forfecare (μ — kgf/cm²)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Focşani S.S. 199 F.G. 5	Depozite fluvio-lacustre	Qh_1	argile uscate, ($S = 0,4$)	1,75	0 —1,2	305	152	0,333	1100	400
		Qp_3	argile umede ($S = 0,7$)	1,85	1,2— 5,1	550	274	0,333	3700	1400
			argilă grasă compactă, foarte umedă ($S = 0,9$)	1,95	5,1—18,2	1680	518	0,446	18000	6200
Pufeşti S.S. 15	Depozite aluvio-proluviale	Qh_1	argilă nisipoasă ($S = 0,5$)	1,95	0 — 1,9	335	165	0,333	1600	600
			argilă cu concreţiuni calcaroase	1,95	1,9—8,2	550	305	0,278	4900	1900
Panciu S.S. 29 F.G. 39	Depozite aluvio-proluviale	Qp_3	praf argilos, uscat	1,7	0 —3,7	305	152	0,333	1100	400
			argilă prăfoasă uscată	1,6	3,7—7,7	915	305	0,438	4200	1400
Străoane S.S. 33 F.G. 34	Depozite proluviale	Qp_3	praf argilo-nisipos umed ($S = 0,6$)	1,7	0 —1,6	274	106	0,41	500	200
			argilă prăfoasă cu concreţiuni calcaroase, umedă ($S = 0,6$)	1,9	1,6—6	762	244	0,438	3500	1200
Bîrlad S.S. 133 F.G. 6	Depozite aluvionare	Qp_3	Argilă prăfoasă nisipoasă	1,85	0—1,8	213	91	0,365	500	200
	Depozite marine	$P + Dc?$	Argilă compactă vînătă-albăstruie, foarte umedă ($S = 0,9$)	2,0	1,8—2,8	915	167	0,482	1700	600
Suraia S.S. 242	Depozite aluvio-proluviale	Qh_1	Argile prăfoase nisipoase	1,7	0 —3,0	335	152	0,35	1100	400
			argile nisipoase, uscate	1,9	3— 5,4	762	366	0,333	8800	3300
Bîrlad S.S. 127 F.G. 11	Depozite aluvio-proluviale	Qp_3	argile nisipoase, uscate	1,8	0 —2,4	305	180	0,235	1300	500
			argile prăfoase-umede	2,0	2,4—6	1067	260	0,463	4600	1500

*) Numărul staţiei seismice.
**) Numărul forajului geotehnic.

CONCLUZII

Metodele dinamice de încercare a terenurilor prin măsurători seismice efectuate „in situ", au numeroase avantaje, printre care menționăm viteza sporită de execuție și raza mare de investigare.

În cazul încercărilor de laborator, pe lîngă faptul că pot apare o serie de deranjamente în structura intimă a materialului, ca urmare a prelevării și transportului probelor, care vor afecta direct rezultatele măsurătorilor, acestea privesc doar proba analizată. Metodele de teren, bazate pe refracția seismică, dau informații asupra distribuției pe verticală a proprietăților elastice ale terenului și pot fi socotite ca singurele în măsură să definească răspunsul terenului la solicitări vibratorii.

Valorificarea înregistrărilor obținute cu aparatura seismică portabilă tip FS_3, prin aprecierea parametrilor elastici ai terenului, aduce elemente noi, care se adaugă descrierilor geologice și geologice inginerești, asupra rocilor de fundație. Aceste elemente sînt necesare în proiectarea structurilor de rezistență ale clădirilor amplasate în regiuni seismice, precum și pentru clasificarea terenurilor din punct de vedere geologic — ingineresc.

Primit la redacție la 22 aprilie 1970.

BIBLIOGRAFIE

1. Baikonurov, O. A., Takelekov, K. J., Misina, R. M., *Opredelenie uprughih svoistec gornih parod Djeskazdana*, Trudî instituta gornovo dela. Ac. Nauk. Kazahskoi C.C.R. Alma-Ata 1968, **34**, 19—27.
2. Bibanov, V. I., Grabek, V. B., Krasnikov, N. D., Podkaminer, O. S., Semisin, E. V., *Ob ispolzovanii metodov seismorazvedchi pri injenerno-gheologhiceschi iziskaniah*, Injenernaia seismologhia, *3—4*, Izdatelstvo „Doniș" Duşanbe, 1966.
3. Maun, R. L., Fatt I., *Effect of Pore Fluids on the Elastic Properties of Sandstone*, Geophysics, V, **25**, *2*, 433—444 (1960).
4. Meidav Tsvi, *Dynamic testing of Soil with the Seismic method*, Huntec Limited — Toronto, Canada.
5. — *A multilayer seismic refraction nomogram*, Geophysics V, **33**, *3*, 524—526 (1968).
6. Sheriff, R. E., *Glossary of terms used in geophysical exploration*, Geophysics V, **32**, *6* (1967).
7. Swain, R. J., *Recent techniques for determination of „in situ" elastic properties and measurement of motion amplification in layered media*, Geophysics V, **27**, *2*, 237—241 (1962).
8. Vasiliu, I., Alexandreanu, N., *Studii seismice experimentale pentru generarea undelor elastice transversale în zona amplasamentului hidrocentralei „Islaz Somovit"*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria Geofizică, **7**, *2* (1969).
9. Whitcomb, H. J., *Shear wave detection in nearsurface seismic refraction studies*, Geophysics V, **31**, *5*, 981—983 (1966).

STUDIUL FACTORILOR FIZICI BIOTROPI ÎN REGIM DE IARNĂ ÎN HALE INDUSTRIALE VITRATE

DE

VALERIA WINTER, MIRELA PETRESCU, GH. PETRESCU, AL. GRIGORIU și N. FLOREA

Universitatea București, Facultatea de fizică, str. Academiei, nr. 14

Construirea halelor industriale de mare capacitate, cu pereți vitrați, capătă o tot mai largă extindere datorită avantajelor pe care le prezintă acest sistem de pereți prin greutatea lor redusă, posibilități ușoare de prefabricare și montare rapidă pe șantier, precum și rezolvării în condiții convenabile a arhitecturii fațadelor și iluminatului natural. În același timp însă, pereții vitrați, datorită capacității lor de izolare termică redusă, pun condiții cu totul speciale în ceea ce privește alegerea și dimensionarea sistemului de încălzire pentru asigurarea confortului interior.

Cercetările efectuate de noi au avut drept scop stabilirea măsurii în care această cerință a fost satisfăcută în cadrul unor hale vitrate reprezentative, în condiții reale de exploatare.

Pentru cercetări au fost alese hala vitrată a tăbăcăriei minerale Jilava și hala vitrată experimentală INCERC.

A. *Hala vitrată a tăbăcăriei minerale Jilava* are o suprafață de circa 100×26 m^2 și o înălțime maximă de 13,5 m, dezvoltată pe două nivele, parter și etaj.

Parterul are o înălțime de 3,5 m și este parțial străpuns de diversele utilaje. La parter sînt prevăzute ferestre cu un singur rînd de geamuri, iar încălzirea se face cu aer cald, suflat dintr-o stație centrală în diverse puncte la nivelul tavanului.

Etajul constituie hala vitrată propriu-zisă. Întrucît în interiorul halei se execută procese de producție cu umiditate ridicată, s-a adoptat un sistem constructiv special al pereților vitrați, compus din trei rînduri de geamuri. Primele două rînduri sînt situate spre exterior și lasă între ele un spațiu de aer de circa 5 cm grosime. Al treilea rînd de geamuri este situat la o distanță de 80 cm de primele două, spre interiorul halei.

Stratul de aer separat de al treilea rînd de geamuri este pus în comunicație la partea sa inferioară cu aerul exterior, unde au fost prevăzute baterii de radiatoare încălzite cu abur. În aceste condiții curentul de aer

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM 8, NR. 2, P. 237–246 BUCUREȘTI, 1970

exterior pătrunde în spaţiul de 80 cm grosime printre aripioarele bateriilor de încălzire, se încălzeşte, străbate întreaga înălţime a pereţilor şi este eliminat prin partea superioară a pereţilor. La înălţimea de 10 m s-au prevăzut baterii suplimentare de reîncălzire a aerului din acest strat.

Temperatura aburului la punctul termic în timpul măsurătorilor a fost de 145 °C, iar temperatura şi umezeala relativă a aerului exterior de +2°C şi respectiv 94%.

Ventilaţia se face prin ochiuri mobile de ferestre metalice amplasate pe ambele laturi mari ale halei, la diferite înălţimi.

Ventilaţia permanentă şi cuprinzătoare din punct de vedere al volumului de aer schimbat este asigurată de un sistem de deflectoare aşezate pe acoperişul halei.

B. *Hala experimentală INCERC are o* suprafaţă de circa. 108 × 24 m^2 şi înălţimea de 15 m. Pereţii vitraţi au la bază un parapet metalic de 1 m. Pereţii vitraţi sînt simpli pe o înălţime de 1,5 m, apoi sînt cu profil *U* montaţi dublu pe o înălţime de 6 m şi de la cota 8,5 m pînă la tavan sînt iarăşi simpli.

Ventilaţia se face prin ochiurile ferestrelor metalice, de pe ambele laturi mari ale halei, amplasate la înălţimile de 1,20 şi 9,00 m.

Temperatura aerului exterior a fost de —2°C, iar umezeala relativă de 84%.

Pentru a putea stabili care din cele două tipuri de hale (pereţi vitraţi tripli sau pereţi vitraţi simpli [1]) asigură în mai mare măsură condiţii optime de lucru, a trebuit să determinăm confortabilitatea termică a acestora.

Confortul termic este o noţiune ce are la bază bilanţul termic al organismului omenesc care produce căldură şi schimbă căldură cu exteriorul.

Din punct de vedere senzorial confortul termic se exprimă prin lipsa senzaţiilor neplăcute de cald sau frig.

Din punct de vedere biologic confortul termic se realizează atunci cînd evacuarea căldurii interne din organism se face fără suprasolicitarea sistemului termoregulator uman [2].

Senzaţia de temperatură este dirijată la om atît de *caracteristicile mediului* cît şi de *funcţia regulatoare termică a organismului*, care modifică, după necesităţi, circulaţia periferică a sîngelui şi transpiraţia [3].

În condiţii foarte diferite omul poate încerca o aceeaşi senzaţie de temperatură. Aceasta depinde de :

— temperatura aerului în înţeles cinetic t_a,
— temperatura radiativă a mediului t_r,
— viteza de ventilaţie w (în m/s),
— umezeala relativă a aerului φ.

Legătura dintre parametrii cauzali t_a, t_r, w şi φ pe de o parte şi efectul biologic (adică senzaţia de temperatură) pe dè altă parte, este exprimată prin temperatura biologică efectivă t_e. Ea se referă la condiţiile standard ale unei atmosfere cu aer calm şi saturat, deci indică temperatura unui aer în care subiectul ar avea aceeaşi senzaţie de căldură ca şi în mediul dat.

Temperatura biologică efectivă t_e a fost studiată şi tabelată în grafice speciale, în funcţie de parametrii care o determină [4] .

Noi ne-am folosit de graficele lui T. Bedford, care însoţesc trusa noastră de fabricaţie Baird-Tatlock (Anglia), destinată deducerii tempe-

raturii biologice efective t_e din măsurători cu termometrul uscat t_a, termometrul umed t', termometrul cu glob înegrit t_g, precum şi din timpul Δt de răcire a katatermometrului, între două temperaturi standard egal distanţate de 36,5°C (temperatura corpului omenesc).

Măsurătorile de temperatură biologică efectivă au fost efectuate în cele două hale vitrate, în două zone perfect distincte :

— zona centrală, şi

— zona laterală, în imediata vecinătate a pereţilor vitraţi.

În ambele zone măsurătorile au fost făcute la mai multe nivele, după cum urmează :

A. — *la hala Jilava* :
— *în zona centrală* la 0,40 ; 1,50 ; 1,65 m înălţime,
— *în zona laterală* la 0,30 ; 1,60 ; 2,30 m înălţime ;
B. — *la hala INCERC* :
— *în zona centrală* la 0,20 ; 1,60 m înălţime ;
— *în zona laterală* la 0,20 ; 1,60 m înălţime.

În vederea determinării temperaturii biologice efective corectate t_{ec}, care ne va indica gradul de confortabilitate termică din hale, au fost măsurate : temperatura aerului t_a, viteza de ventilaţie w, umezeala relativă φ şi temperatura de radiaţie t_r.

A. HALA JILAVA

1. *Zona centrală.* Temperatura aerului t_a este în medie de 16,4°C, adică la limita inferioară a intervalului optim pentru lucru de 16—20°C, recomandat de unii autori (T. Bedford). Viteza medie w a curenţilor de aer este de 0,34 m/s, iar umezeala relativă medie φ de 58 %, adică destul de redusă pentru o hală de fabricaţie cu procese umede.

S-a constatat că temperatura aerului t_a creşte în înălţime către 1,50 m (t_a = 18,5°C), iar apoi scade rapid către 1,65 m (cu $\rightarrow$ 2,5°C), aceeaşi scădere observîndu-se şi la umezeala relativă φ (de la 60 % la 57 %). Aceasta nu poate fi posibil decît prin amestecul aerului precedent cu un aer mai rece şi mai uscat.

Creşterea puternică a vitezei de ventilaţie către înălţimea de 1,65 m (w = 0,45 m/s), pledează pentru amestecul turbulent (fig. 1).

Temperatura cîmpului radiativ t_r rămîne practic constantă pînă la 1,65 m, în timp ce temperatura aerului t_a creşte pînă la 1,50 m şi pe urmă scade rapid spre 1,65 m, datorită fenomenului de amestec semnalat mai înainte (fig. 2).

Excesul temperaturii radiative t_r faţă de temperatura aerului t_a este mare atît la nivelul pardoselii ($\sim$3,9 °C), cît şi la înălţimea capului ($\sim$3,5 °C), dar ţinînd seamă de amestecul turbulent semnalat la 1,50 m, temperatura aerului t_a se apropie de temperatura de radiaţie t_r la nivelul toracelui, astfel că ($t_r - t_a$)°C devine neînsemnată ($\sim$ 0,4 °C) (fig. 3).

În locul temperaturii biologice efective a fost calculată temperatura biologică efectivă corectată t_{ec}, în urma constatării existenţei unui contrast mare între temperatura aerului t_a şi temperatura de radiaţie t_r. Calcularea temperaturii biologice efective corectate t_{ec} s-a făcut prin aplicarea unei corecţii de radiaţii temperaturii biologice efective t_e.

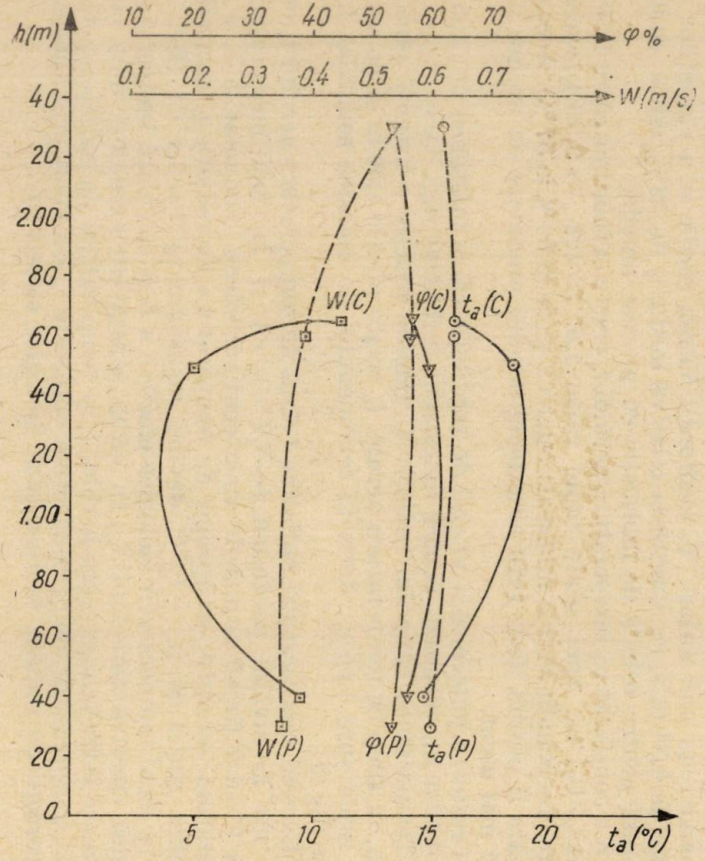


Fig. 1. — Variația în înălțime a temperaturii aerului t_a, vitezei de ventilație w și umezelii relative φ, în zonele centrală (C) și laterală (L) ale halei Jilava.

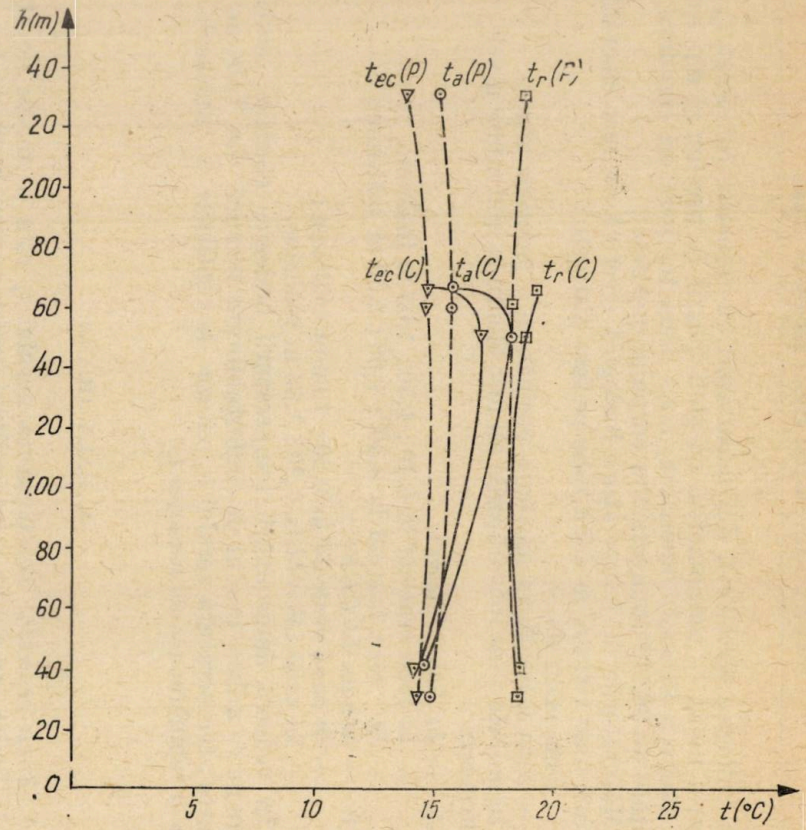


Fig. 2. — Variația în înălțime a temperaturii aerului t_a, temperaturii de radiație t_r și temperaturii biologice efective corectate t_{ec}, în zonele centrală (C) și laterală (L) ale halei Jilava.

Temperatura biologică efectivă corectată, t_{ec} medie, este de 15,5°C, apropiată de limita inferioară a intervalului optim pentru lucru. Deci, în acest caz, radiația îmbunătățește condițiile de confort termic ($t_{ec} > t_e$).

Temperatura biologică efectivă corectată t_{ec} manifestă un mers cu totul similar cu acela al temperaturii aerului t_a, ceea ce dovedește că factorul

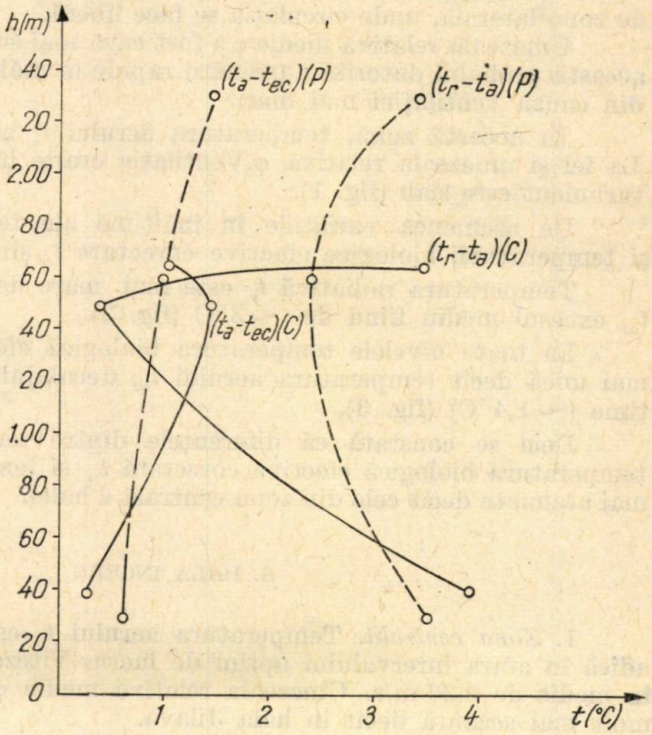


Fig. 3. — Variația în înălțime a excesului radiativ ($t_r - t_a$)°C și a deficitului biologic ($t_a - t_{ec}$)C, în zonele centrală (*C*) și laterală (*L*) ale halei Jilava.

principal care o determină este amestecul cu aer rece și uscat, semnalat mai sus, precum și intensificarea substanțială a ventilației ($w = 0{,}45$ m/s) deasupra înălțimii de 1,50 m (fig. 1).

Faptul că temperatura biologică efectivă corectată t_{ec} este mai mică decît temperatura aerului t_a este rezultatul unei acțiuni de răcire biologică. Aceasta se datorește în primul rînd acțiunii de ventilare care mărește răcirea prin evaporarea transpirației. S-a constatat că la umezeli relative, identice, variațiile temperaturii biologice efective t_e sînt determinate numai de ventilație, care compensează biologic, pînă la depășire, excesul radiativ mare.

De asemenea decalajul ($t_a - t_{ec}$)°C dintre temperatura aerului t_a și temperatura biologică efectivă corectată t_{ec} arată că temperatura biologică efectivă corectată t_{ec} este mai scăzută decît temperatura aerului t_a la toate nivelele, diferența accentuîndu-se la 1,50 m înălțime ($\sim 1{,}4$ °C), datorită amestecului turbulent, amintit mai înainte (fig. 3).

Deci, în zona centrală a halei s-a constatat un exces radiativ și în același timp un deficit al temperaturii biologice efective corectate t_{ec} față de temperatura aerului t_a.

2. *Zona laterală.* Temperatura aerului lîngă pereţii vitraţi este în medie de 15,5°C, adică la limita inferioară a intervalului optim pentru lucru. Viteza curenţilor de aer este în medie de 0,42 m/s. Această diferenţiere dintre zona centrală şi cea laterală se explică prin efectul aerodinamic la care este supus aerul, în urma constrîngerii de a circula pe culoarele cu secţiune îngustă creiate de diversele utilaje amplasate pe pardoseală, faţă de zona laterală, unde circulaţia se face liberă.

Umezeala relativă medie φ a fost ceva mai scăzută şi anume de 55 %, aceasta probabil datorită antrenării rapide în înălţime a vaporilor de apă, din cauza ventilaţiei mai mari.

În această zonă, temperatura aerului t_a a fost practic constantă. La fel şi umezeala relativă φ.Ventilaţia creşte lin, astfel încît amestecul turbulent este slab (fig. 1).

De asemenea variaţiile în înălţime ale temperaturii radiative t_r şi temperaturii biologice efective corectate t_{ec} sînt neînsemnate (fig. 2).

Temperatura radiativă t_r este mai mare decît temperatura aerului t_a, excesul mediu fiind de ~ 3 °C (fig. 3).

La toate nivelele temperatura biologică efectivă corectată t_{ec} este mai mică decît temperatura aerului t_a, decalajul accentuîndu-se în înălţime ($\sim 1{,}4$ °C) (fig. 3).

Deci se constată că diferenţele dintre temperatura radiativă t_r, temperatura biologică efectivă corectată t_{ec} şi temperatura aerului t_a sînt mai atenuate decît cele din zona centrală a halei.

B. HALA INCERC

1. *Zona centrală.* Temperatura aerului t_a este în medie de 15,2°C, adică în afara intervalului optim de lucru. Viteza curenţilor de aer este în medie de 0,36 m/s. Umezeala relativă medie φ a fost de 32 %, adică mult mai scăzută decît în hala Jilava.

Temperatura aerului t_a creşte uşor şi umezeala relativă φ scade uşor, deci nu avem efect de amestec cu un aer mai rece şi mai uscat. Aceasta datorită atenuării aproape complete a ventilaţiei ($w = 0{,}06$ m/s) la nivelul de 1,60 m (fig. 4).

Temperatura de radiaţie ($t_r = 19{,}7$ °C) scade în înălţime (cu $\sim 2{,}6$ °C), în timp ce temperatura aerului t_a creşte (cu 24,7 °C) (fig. 5). La nivelul pardoselii temperatura de radiaţie t_r este mult mai mare (cu $\sim$ 7°C) decît temperatura aerului t_a. Ţinînd seama că în înălţime temperatura de radiaţie t_r scade, iar temperatura aerului t_a creşte, diferenţa dintre ele devine nulă la nivelul capului, aerul putînd fi uşor mai cald decît temperatura de radiaţie t_r a pereţilor şi agregatelor din hală (fig. 6).

Temperatura biologică efectivă corectată t_{ec}, reprezentînd un efect combinat al primelor două cîmpuri, creşte mai lent, în condiţiile de absenţă a amestecului turbulent, deoarece uşile şi geamurile erau închise (fig. 5).

Temperatura t_{ec} este aproape identică la nivelul pardoselii cu temperatura aerului t_a, dar în înălţime rămîne mai mică cu $\sim$2°C, decît t_a, aceasta datorită slăbirii contribuţiei temperaturii de radiaţie t_r (fig. 6).

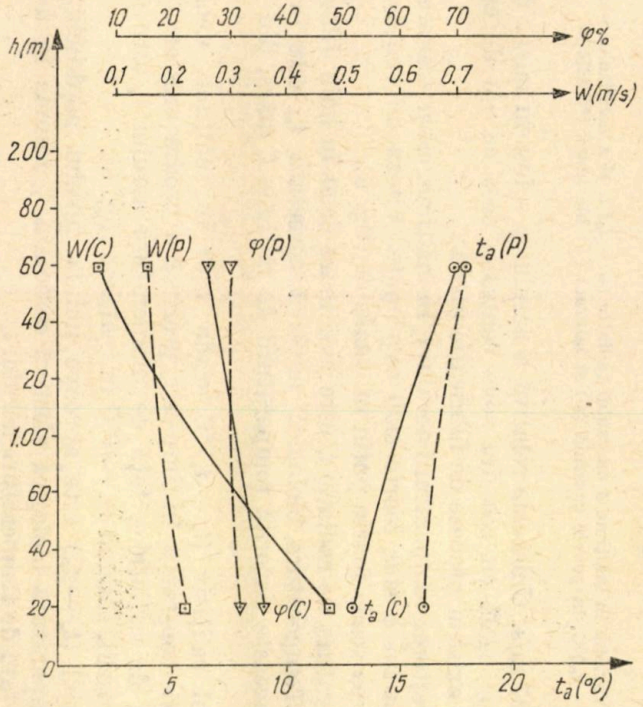


Fig. 4. — Variația în înălțime a temperaturii aerului t_a, vitezei de ventilație w și umezelii relative φ, în zonele centrală (C) și laterală (L) ale halei INCERC.

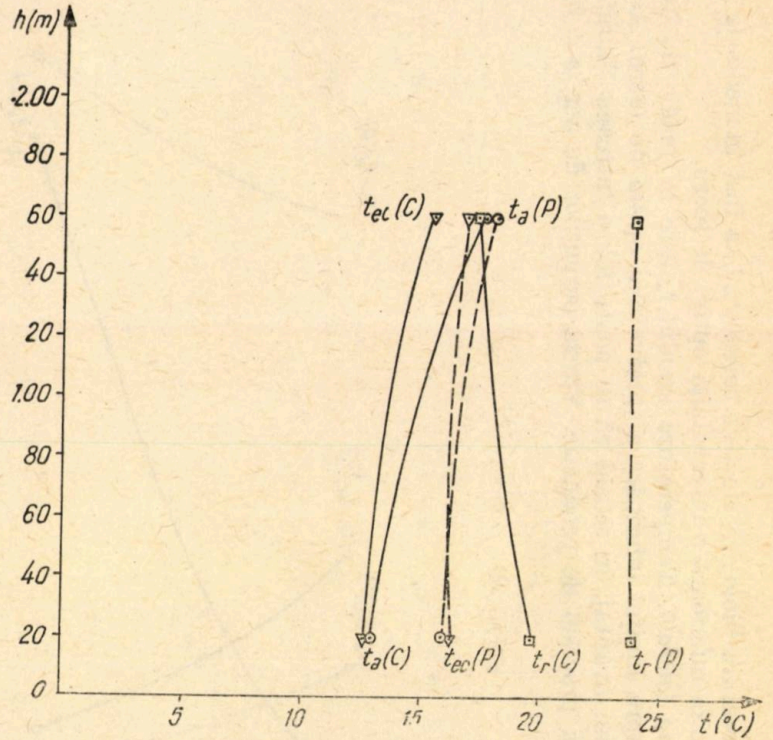


Fig. 5. — Variația în înălțime a temperaturii aerului t_a, temperaturii de radiație t_r și temperaturii biologice efective corectate t_{ec}, în zonele centrală (C) și laterală (L) ale halei INCERC.

Temperatura biologică efectivă corectată t_{ec} a fost în medie de 14 °C, deci sub limita inferioară a intervalului optim de lucru.

2. *Zona laterală.* Temperatura aerului t_a este în medie de 16,9°C, adică deasupra limitei inferioare a intervalului optim de lucru. Aceasta reprezintă un avantaj, în sensul că se poate folosi întreaga suprafaţă a halei pentru procesul de producţie. Viteza curenţilor de aer w a fost în

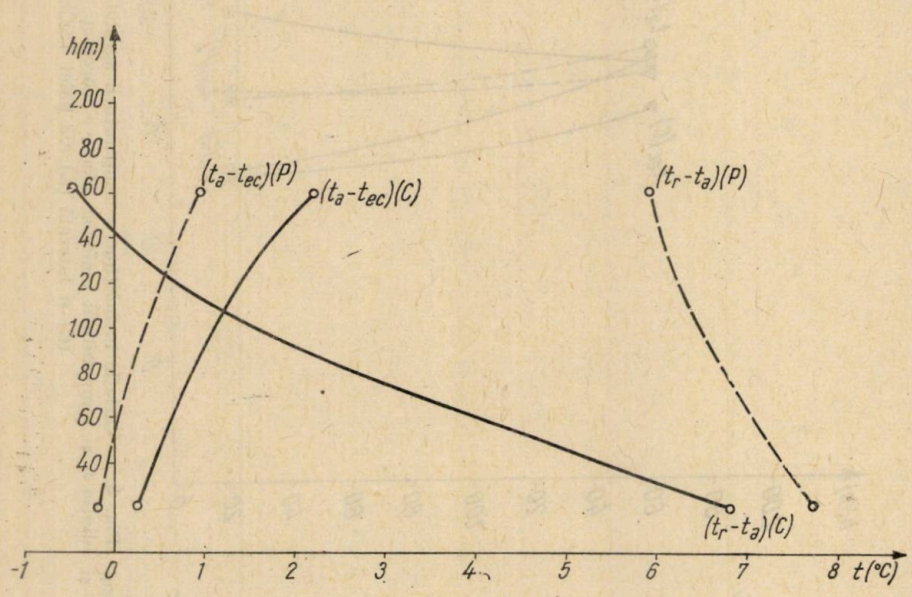


Fig. 6. — Variaţia în înălţime a excesului radiativ $(t_r - t_a)$°C şi a deficitului biologic $(t_a - t_{ec})$°C, în zonele centrală (C) şi laterală (L) ale halei INCERC.

medie de 0,27 m/s. Umezeala relativă a aerului φ a fost în medie de 31%, adică aproape egală cu cea din zona centrală, ceea ce era de aşteptat, deoarece nu existau procese de fabricaţie umede.

Atît creşterea temperaturii aerului t_a în înălţime, cît şi scăderea corespunzătoare a lui φ sînt foarte slab exprimate. Viteza de ventilaţie w e foarte mică, ea scade foarte puţin în înălţime (fig. 5).

Temperatura de radiaţie t_r este mai mare decît în hala Jilava ($t_r \simeq$ $\simeq$ 23,7 °C). Temperatura biologică efectivă corectată t_{ec} este în medie de 16,5 °C, aceasta datorită temperaturii de radiaţie t_r mare, din această zonă.

Excesul radiativ $(t_r - t_a)$ °C scade uşor în înălţime, deoarece t_r rămîne practic constantă, în timp ce t_a prezintă o uşoară creştere. Excesul temperaturii de radiaţie t_r faţă de temperatura aerului t_a este $\sim$ 8°C la nivelul pardoselii, scăzînd la $\sim$ 6°C în înălţime (fig. 6).

Decalajul $(t_a - t_{ec})$ este aproape nul la nivelul pardoselii, iar în înălţime temperatura biologică efectivă corectată t_{ec} rămîne în urmă cu cel mult 1°C faţă de temperatura aerului t_a.

CONCLUZII

A. HALA JILAVA

Conform cu diagramele din Leusden-Freymark [5] în hala Jilava este realizat confortul termic din mai multe puncte de vedere :

— temperatura biologică efectivă corectată t_{ec}, cu toate că este ceva mai scăzută, totuşi atinge limita inferioară a zonei de confort ;

— temperatura de radiaţie t_r, atît în zona centrală cît şi laterală, se integrează în domeniul de confort, la nivelul pardoselii şi în înălţime, rămînînd în acelaşi timp sub 19°C ;

— temperatura aerului între 15° şi 17,5 °C, asociată cu valorile menţionate ale umezelii relative φ se situează în plină zonă de confort ;

— umezeala relativă φ în hala Jilava este de 50—60%, adică la optimul biologic, iar viteza de ventilaţie w suficient de mare, atît la nivelul pardoselii cît şi în înălţime, ceea ce determină un amestec al aerului.

La hala Jilava temperatura pe suprafeţele vitrate a fost destul de uniformă (geam interior $t_m = 23{,}8$ °C ; geam exterior $t_m = 20{,}2$ °C ; aer între geamuri $t_m = 26{,}6$°C ; parapet beton spre interiorul halei $t_m = 25{,}5$ °C) în înălţime.

Pentru realizarea unui confort interior sub aspect termic satisfăcător este necesar obţinerea unor temperaturi suficient de ridicate pe suprafeţele vitrate. Aceasta se poate realiza prin utilizarea de pereţi multiplii şi cu plasarea perdelii de aer cald între aceştia.

B. HALA INCERC

— temperatura biologică efectivă corectată t_{ec} este scăzută la toate nivelele şi este situată în afară de zona de confort ;

— în schimb temperatura de radiaţie t_r are valori mai mari (17 °—23 °C) ;

— temperatura aerului t_a se situează şi ea în afară sau la marginea inferioară a zonei de confort, situaţia fiind mai bună la nivelul capului şi toracelui ;

— umezeala relativă, atît în zona centrală cît şi în zona laterală, este mică ($\sim 30\%$) şi determină o intensă evaporaţie pulmonară şi dermică ceea ce, alături de temperatura scăzută a aerului, a contribuit la micşorarea temperaturii biologice efective corectate t_{ec} şi scoaterea ei din zona de confort.

Studiul factorilor fizici biotropi, în legătură cu condiţiile de confort exprimate prin temperaturile biologice efective corectate t_{ec}, a arătat că numai la hala Jilava acestea sînt îndeplinite deşi temperatura aerului din hală este de numai 16°C.

Aceasta se datoreşte acţiunii favorabile a pereţilor halei, care îmbunătăţeşte schimbul de căldură prin radiaţie de la om la pereţii halei.

Temperaturile biologice efective corectate t_{ec} se mai pot îmbunătăţi încă prin reducerea curenţilor de convecţie din hală.

Soluţia cu pereţi vitraţi tripli adoptată la hala Jilava poate fi utilizată în cazul tuturor halelor industriale cu regim de umiditate ridicată, deoarece permite realizarea unui confort termic interior.

Soluţia adoptată la hala INCERC cu perete vitrat simplu necesită o încălzire combinată (radiatoare şi aeroterme), astfel încît pierderile de căldură prin radiaţie spre pereţii vitraţi să fie diminuate datorită prezenţei radiatoarelor.

Primit la redacţie la 28 aprilie 1970.

BIBLIOGRAFIE

1. W. Raiss, K. Simson, *Die Wirtschaftlichkeit verschiedener Fensterbauarten*, VDI-Berichte, **18**, 5—27 (1957).
2. S. W. Tromp, *Biometeorology*, Pergamon Press, 1962.
3. S. W. Tromp, *Medical Biometeorology*, Elsevier Publishing Company, 1963.
4. T. Bedford, *Environmental Warmth and its Measurement*, London, His Majesty's Stationery Office, 1946.
5. F. P. Leusden, H. Freymark, *Darstellungen der Raumbehaglichkeit für den einfachen praktischen Gebrauch*, Gesundh., Ing., **72**, 271—273 (1951).

STUDIU ASUPRA CONFORTULUI TERMIC ÎN CASE EXPERIMENTALE PENTRU MEDIUL RURAL

DE

GH. PETRESCU, VALERIA WINTER, MIRELA PETRESCU, AL. GRIGORIU şi N. FLOREA

Universitatea Bucureşti, Facultatea de fizică, str. Academiei nr. 14

I. CADRUL PROBLEMEI

În acest articol este studiat confortul termic în locuinţe tip, experimentale, destinate pentru mediul rural [1].

Problema confortului în condiţiile de iarnă este cercetată ţinînd seama de acţiunea simultană a parametrilor aerului şi construcţiei, determinaţi pe cale experimentală.

Aprecierea confortului s-a făcut după criterii biofizice adoptate în ţări cu climă asemănătoare ţării noastre.

Starea normală termică a organismului omenesc, care asigură desfăşurarea proceselor vitale, corespunde unei temperaturi a corpului de 37°C cu o toleranţă obişnuită de $\pm 0{,}5$ °C, care se menţine constantă dacă pierderile de căldură suferite spre exterior sînt compensate prin producerea de căldură datorită proceselor chimice interne de oxidare şi dacă este satisfăcută ecuaţia de bilanţ termic a schimbului de căldură între om şi mediul înconjurător

$$Q_i = Q_e - Q_p, \tag{1}$$

în care:

Q_i este căldura internă care trebuie evacuată;
Q_e — căldura cedată mediului exterior;
Q_p — căldura primită din exterior.

Valoarea căldurii interne Q_e depinde de efortul fizic depus. Dacă parametrii mediului variază, organismul se adaptează noilor condiţii prin intermediul sistemului său de autoreglare termică.

Cînd posibilităţile de adaptare ale organismului sînt depăşite, este necesar a se interveni prin utilizarea de îmbrăcăminte corespunzătoare şi adăposturi încălzite sau răcite, sau prin ventilare.

Schimbul de căldură între om şi mediul înconjurător se face prin conducţie, convecţie, radiaţie, evaporare şi respiraţie.

Schimbul de căldură prin conducţie prezintă interes numai la contactul piciorului cu pardoseala, producînd senzaţia de rece, atunci cînd

St. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM 8, NR. 2 p. 247–260, BUCUREŞTI, 1970.

temperatura pe suprafaţa acesteia este scăzută sau cînd materialul din care este confecţionată are un coeficient de asimilare termică ridicat.

Schimbul de căldură prin convecţie este condiţionat de diferenţa de temperatură între suprafaţa pielii, respectiv îmbrăcăminţii şi aerul înconjurător şi de viteza aerului în raport cu corpul.

Schimbul de căldură prin radiaţie depinde de diferenţa de temperatură între suprafaţa pielii, respectiv îmbrăcăminţii şi suprafeţele înconjurătoare.

Schimbul de căldură prin evaporare are drept parametrii determinanţi: deficitul de umezeală, viteza şi temperatura aerului, precum şi umiditatea pielii.

Aerul expirat este cald, umed, practic saturat.

Rezultă deci că satisfacerea ecuaţiei de bilanţ termic depinde atît de parametrii aerului cît şi de ai elementelor de construcţie care delimitează încăperea. Spre deosebire de temperatura aerului, temperatura pe suprafeţele elementelor de construcţie nu poate fi întotdeauna modificată cu ajutorul instalaţiei de încălzire sau răcire. Normele de confort stabilesc o diferenţă maximă admisă între temperatura aerului şi temperatura suprafeţei interioare a elementelor de construcţie, care se realizează printr-o dimensionare corespunzătoare a capacităţii de izolare termică a acestora. De asemenea prin inerţia lor termică aceste elemente de construcţie pot atenua oscilaţiile mari de temperatură, acumulînd căldură în perioadele de încălzire şi redînd-o în perioadele de oprire a încălzirii.

În cele ce urmează aprecierea confortului realizat în casele experimentale cercetate s-a făcut ţinînd seamă de metodele, utilizate în condiţii de climă analoge celor din ţara noastră, care corelează ansamblul parametrilor aerului interior şi ai elementelor de construcţie.

Cele două locuinţe sînt construite pe un singur nivel. Fiecare se compune din cîte trei camere de locuit (două dormitoare, unul situat la nord şi celălalt la sud legate printr-o cameră de zi) şi dependinţe (baie, bucătărie).

Suprafeţele dormitoarelor sînt de circa 13 m^2.

Casa denumită în cele de mai jos de tip A are pereţii construiţi din zidărie de cărămidă eficientă cu goluri (GUP). Grosimea totală a pereţilor exteriori (inclusiv tencuielile) este de 32 cm, iar a pereţilor interiori de 15 cm.

Planşeul este construit din corpuri ceramice cu goluri, cu termo-izolaţia din pămînt şi cu învelitoarea din olane. El se sprijină pe pereţi prin intermediul unei centuri de beton neizolată termic, care pătrunde pînă la faţa interioară a zidăriei pentru a se putea studia fenomenele de condensare ce apar în dreptul „punţilor reci".

Pardoseala este din scînduri de brad geluite, sprijinită pe pămînt.

Cealaltă casă denumită de tip B are pereţii construiţi din zidărie de blocuri de beton celular autoclavizat.

Grosimea totală a pereţilor exteriori (inclusiv tencuielile) este de 28 cm, iar a pereţilor interiori de 15 cm.

Planşeul este realizat de asemenea din fîşii de blocuri de beton celular care constituie în acelaşi timp şi termoizolaţia.

Învelitoarea este din plăci ondulate de azbociment. Şi aici acoperişul se sprijină pe ziduri prin intermediul unei centuri de beton. Pardo-

seala camerelor de locuit este executată din covor P.V.C. cu suport textil lipit pe o placă de beton greu de 8 cm grosime.

Pentru încălzire, camerele de locuit au fost dotate cu sobe cu cărbuni tip „Prahova", dar deoarece se prevede că astfel de case vor putea fi construite și în mediul semiurban, s-a introdus în paralel și o încălzire cu radiatoare cu apă caldă.

Măsurătorile au fost efectuate în cele două dormitoare ale fiecărei case. Acestea au cîte doi pereți la exterior, astfel încît reprezintă situația cea mai favorabilă sub aspect termotehnic.

Prin măsurătorile efectuate s-a urmărit stabilirea următorilor parametri care intervin în considerarea confortului :

— parametrii aerului interior (temperatura, umiditatea relativă și viteza aerului) pentru diferite înălțimi ;

— temperatura medie de radiație a ambianței, pentru diferite înălțimi ;

— temperatura pe suprafața elementelor de construcție care delimitează încăperile.

Temperatura și umiditatea relativă a aerului au fost înregistrate cu termografe și respectiv higrografe și controlate cu un psihrometru aspirator Assmann.

Temperatura de radiație a ambianței s-a determinat după indicațiile termometrului cu glob înegrit în care s-a plasat un termocuplu legat la un instrument înregistrator [2].

Viteza aerului s-a măsurat cu katatermometrul. Temperaturile pe suprafețele elementelor de construcție au fost înregistrate cu termocuple plasate în diverse puncte caracteristice și legate la un compensator electronic înregistrator. În timpul înregistrărilor sudurile „reci" ale termocuplelor au fost menținute la 0°C.

II. REZULTATELE OBȚINUTE

Măsurătorile pentru stabilirea variației parametrilor aerului interior cu înălțimea deasupra pardoselii au fost făcute în două etape : prima corespunzînd unui regim continuu de funcționare a instalației de încălzire, iar a doua după 12 ore de la întreruperea încălzirii și aerisirea camerelor.

Măsurătorile au fost făcute în centrul camerei. În acest loc înălțimea tavanului deasupra pardoselii este de 2,7 m. În timpul măsurătorilor din prima etapă, temperatura aerului exterior a fost în medie —5°C, iar în etapa a doua —1°C.

a) *Temperatura aerului* intervine în stabilirea confortului atît prin valoarea sa cît și prin gradul de uniformitate realizat în interiorul încăperii.

Din punct de vedere fiziologic temperatura aerului nu trebuie să depășească 20°C. Gradientul de temperatură pe verticală trebuie să fie suficient de mic astfel încît diferența între temperatura la nivelul capului și la nivelul gleznelor să nu fie mai mare de 2,5°C în cazul temperaturii exterioare de —15°C și de 2°C în cazul temperaturii exterioare de peste 0°C [3]. Pentru diferențe de temperatură mai mari apare senzația de rece la picioare.

Mărimea gradientului de temperatură pe verticală depinde în principal de caracteristicile sistemului de încălzire adoptat.

În figura 1 sînt prezentate curbele de variaţie ale temperaturii aerului cu înălţimea pentru cele două regimuri de încălzire ale camerelor. Curbele la extremităţi includ şi valorile temperaturilor pe suprafaţa pardoselii şi a tavanului. După cum se constată, în regim de încălzire, temperatura aerului creşte în toate cazurile cu înălţimea. În raport cu temperatura aerului din imediata vecinătate, temperaturile pe suprafaţa tavanului şi a pardoselii sînt mai mici.

La întreruperea încălzirii temperatura pe suprafaţa pardoselii, care are o inerţie termică mare, poate rămîne mai ridicată decît a aerului învecinat.

Gradientul vertical de temperatură creşte în regim de încălzire şi devine mai mic, pînă la anulare, după întreruperea încălzirii (fig. 1).

Diferenţa de temperatură între nivelul la care se află capul (1,8 m) şi nivelul gleznelor (0,1 m) nu depăşeşte valoarea admisă de 2,5°C decît în casa A unde însă şi temperaturile medii ale aerului sînt mai mari decît cele normale (în situaţia cu încălzire), şi deci asigură confortul.

b) *Temperatura medie de radiaţie a ambianţei.* Temperatura resimţită de om într-o încăpere cu aerul liniştit şi cu umiditate normală depinde nu numai de temperatura aerului dar şi de temperatura suprafeţelor înconjurătoare cu care poate schimba căldură prin radiaţie.

Din determinări se constată că, spre deosebire de temperatura aerului, temperatura de radiaţie scade în general cu înălţimea (fig. 1). La nivele mici (sub 1,5 m) ea depăşeşte uşor temperatura aerului.

Această distribuţie a temperaturii de radiaţie are drept consecinţă diminuarea pierderilor de căldură prin radiaţie la nivelul picioarelor şi deci compensarea parţială a efectului gradientului de temperatură. Scăderea temperaturii de radiaţie cu înălţimea se datorează în principal faptului că unghiul solid sub care termometrul cu glob „vede" corpul de încălzire (soba sau radiatorul cu temperaturi ridicate) scade cu înălţimea.

La aceasta contribuie în plus şi faptul că atît fereastra cît şi centura de beton pe care se sprijină acoperişul au temperaturi mult mai coborîte în comparaţie cu suprafaţa celorlalte elemente de construcţie. De asemenea temperatura pe suprafaţa peretelui exterior este mai scăzută în zona superioară decît în centru, ca urmare a efectului de colţ. Pentru exemplificare, în figura 2, sînt prezentate temperaturile în diferite puncte ale elementelor exterioare de construcţie care delimitează camera de la nord a casei de tip B. Măsurătorile pentru stabilirea variaţiei temperaturii aerului şi temperaturii de radiaţie cu înălţimea prezentate în figura 1, pentru această cameră, corespund cu situaţia din jurul orei 8 a diagramelor din figura 2.

Se constată că temperatura pe suprafaţa ferestrei la această oră era de 14,5 °C, iar pe suprafaţa centurii de beton era de 5,5°C.

C. *Viteza aerului.* În figura 3 este prezentată variaţia vitezei curenţilor de aer cu înălţimea, măsurată în centrul camerelor, pentru cele două regimuri de încălzire.

În situaţia camerelor încălzite continuu viteza aerului creşte cu înălţimea datorită convecţiei, stimulată de curenţii descendenţi, produşi de aerul care se răceşte în contact cu suprafaţa tavanului.

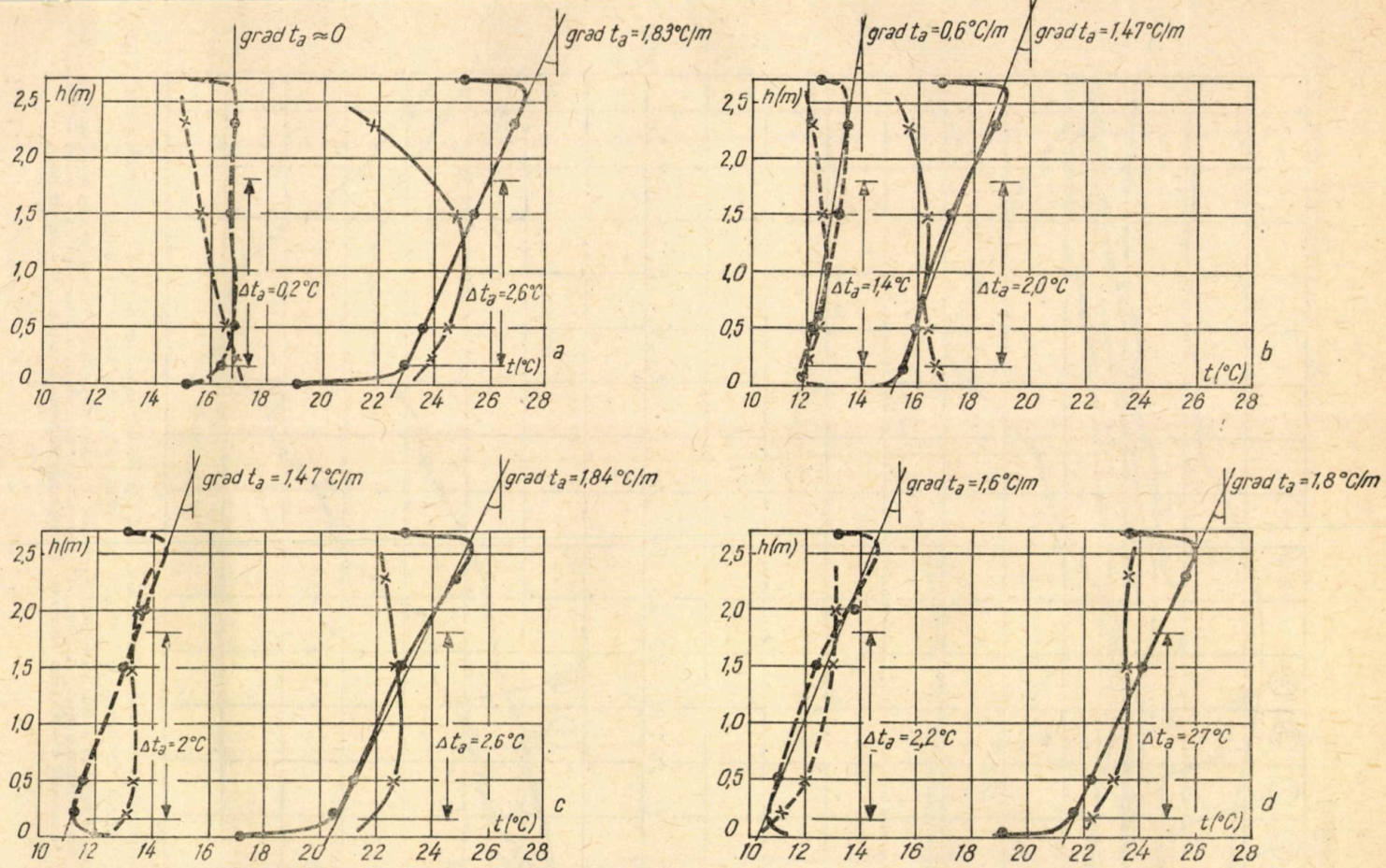


Fig. 1. — Distribuția în înălțime a temperaturii aerului și a temperaturii de radiație :

a) — casa tip B, dormitor sud ; *b*) — casa tip B, dormitor nord ; *c*) — casa tip A, dormitor sud ; *d*) — casa tip A, dormitor nord : ... temperatura aerului ; ××× temperatura de radiație ; ——— în regim de încălzire ; – – – – după întreruperea încălzirii.

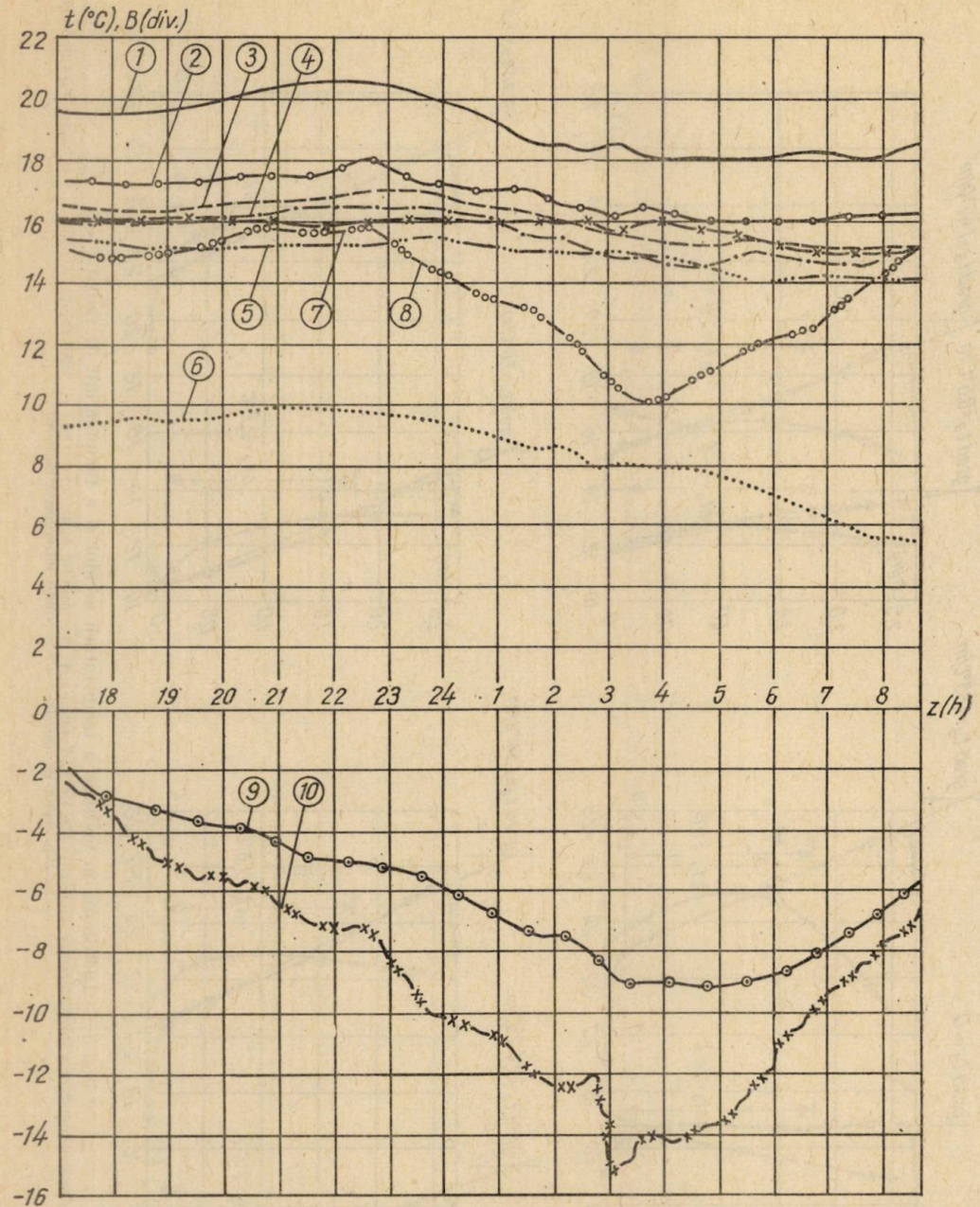


Fig. 2. — Distribuția temperaturilor pentru casa tip B, dormitor nord, într-o perioadă foarte friguroasă de iarnă, la funcționarea continuă a instalației de încălzire :

1 — aer interior la 1,5 m înălțime de la pardoseală ; *2* — tavan ; *3* — suprafața interioară a peretelui nord la 1,5 m de la nivelul pardoselii ; *4* — idem la 0,5 m sub nivelul tavanului ; *5* — idem la 0,5 m deasupra nivelului pardoselii ; *6* — centura de beton ; *7* — pardoseală ; *8* — fereastră interioară ; *9* — suprafața exterioară a peretelui ; *10* — aer exterior.

După întreruperea încălzirii viteza curentului de aer este în general mai mică deasupra nivelului de 1,5 m datorită întreruperii curenţilor reci de plafon. La nivelul pardoselii mai calde decît aerul se produce o uşoară convecţie, ceea ce intensifică mişcarea aerului. Distribuţia vitezelor este de asemenea influenţată de obstacolele din încăpere.

În regimul de încălzire continuă, viteza curenţilor de aer pînă la nivelul capului nu depăşeşte însă 0,1 m/s.

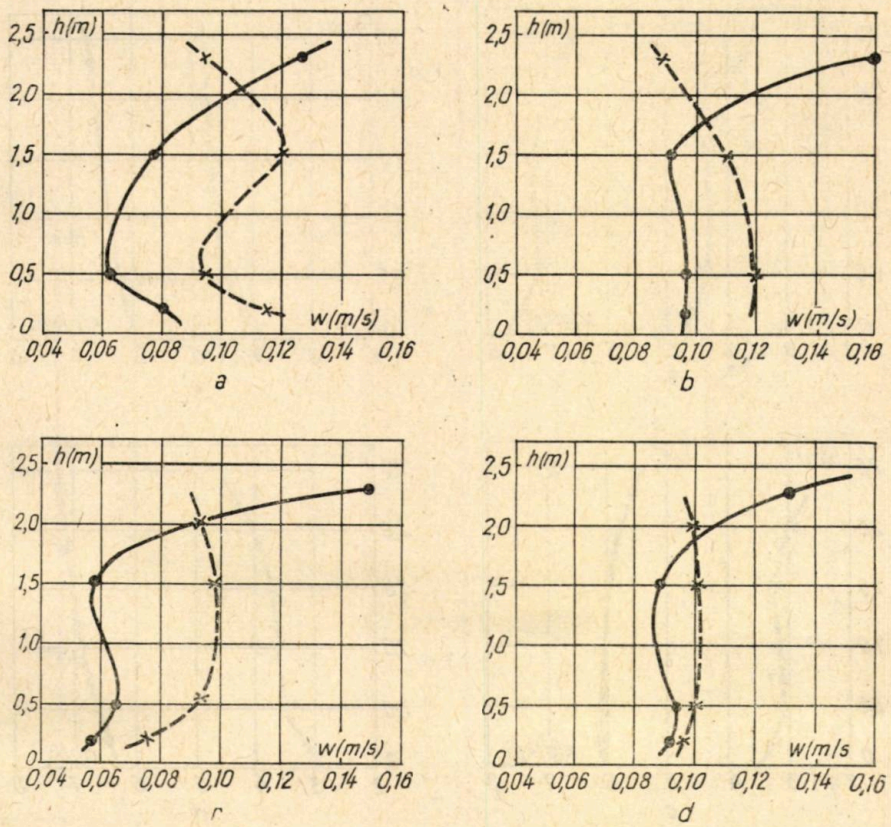


Fig. 3. — Distribuţia în înălţime a vitezei aerului :

a) — casa tip B, dormitor sud ; *b*) — casa tip B, dormitor nord ; *c*) — casa tip A, dormitor sud ; *d*) — casa tip A, dormitor nord : în regim de încălzire ; — × — × — după întreruperea încălzirii.

După Bradtke [4] pentru o temperatură a aerului interior de 20°C şi cu celelalte condiţii de confort îndeplinite, curenţii de aer devin supărători la viteze mai mari decît 0,17 m/s. La temperatura de 18,5°C această viteză nu trebuie să depăşească 0,10 m/s, iar la temperaturi mai ridicate viteza poate fi mai mare (de exemplu pentru temperatura de 24°C, curenţii de aer devin neplăcuţi numai de la viteza de 0,36 m/s).

d. *Umiditatea aerului.* Variaţia umidităţii aerului, exprimată în conţinutul în grame de apă pe kilogramul de aer uscat, în funcţie de înălţime

şi de regimul de încălzire este prezentată în figura 4. Se constată că pentru camerele situate la sud conţinutul de apă al aerului scade uşor cu înălţimea, iar pentru cele situate la nord creşte.

Această diferenţiere în alura curbelor în funcţie de orientarea camerelor nu este esenţială şi ea se datorează probabil faptului, că în camerele situate la nord, umiditatea peretelui în zona centurii de beton este mult mai mare decît în cele orientate spre sud, datorită condensării care se produce pe suprafaţa centurii.

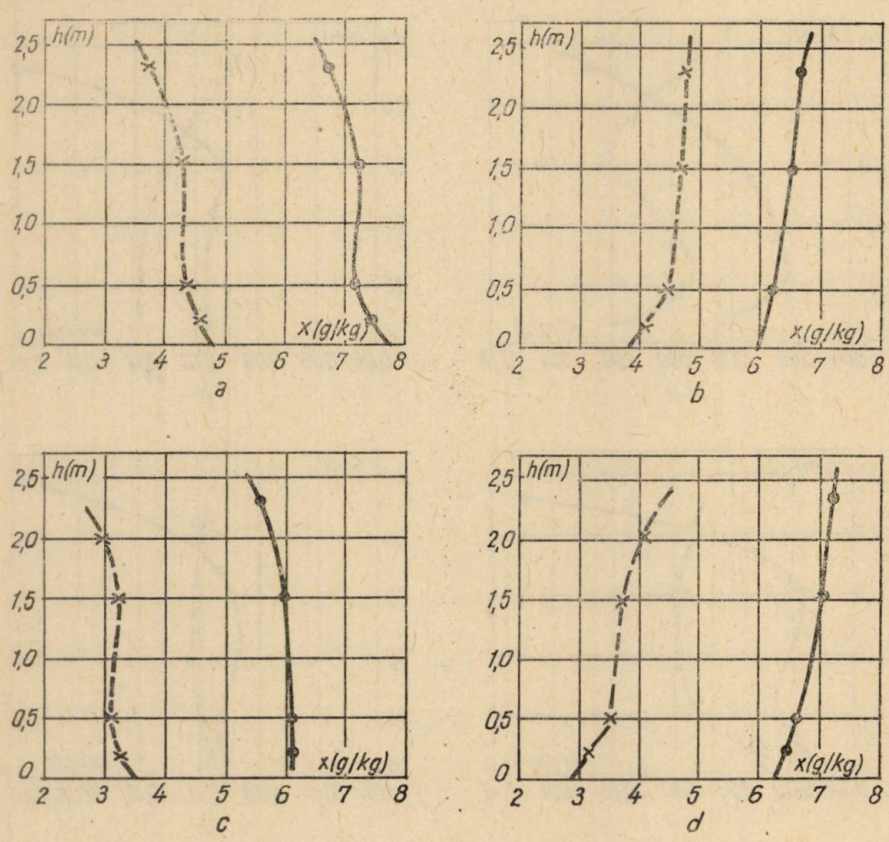


Fig. 4. — Distribuţia în înălţime a conţinutului de apă al aerului:
a) — casa tip B, dormitor sud; *b*) — casa tip B, dormitor nord; *c*) — casa de tip A, dormitor sud; *d*) — casa de tip A, dormitor nord; —·—·—·— în regim de încălzire; — × — × — × după întreruperea încălzirii.

Toate valorile scad la aproximativ 1/2 în regim de aerisire şi întreruperea încălzirii deoarece aerul exterior are, iarna, un conţinut mic de apă.

Corespunzător conţinutului de apă şi temperaturii la nivelul mediu de 1,5 m, umiditatea relativă a aerului a fost cuprinsă pentru diversele camere între 35% şi 60%.

Trebuie menţionat că după Bradkte [4] senzaţia de zăduf apare la un conţinut de apă în aer de peste 11,5 g/kg aer uscat, iar după Lancaster-Castens-Ruge, citaţi în [3], la o umiditate relativă de 75%, pentru temperatura aerului de 20°C.

Limita inferioară de confort a umidității relative este de circa 30% independent de temperatură [3].

Deci atît conținutul de apă cît și umezeala relativă se află în cadrul zonei de confort.

e. *Temperatura pe suprafața elementelor de construcție*, În figurile 2; 5; 6 și 7 sînt prezentate înregistrările de temperaturi superficiale făcute în diferite zile din iarna 1969—1970 în cele două case experimentale, în diverse condiții de temperatură ale aerului interior și exterior.

Temperatura pe suprafața elementelor de construcție nu trebuie să coboare în timpul iernii sub anumite limite impuse, pentru a se evita pierderile de căldură supărătoare ale corpului omenesc prin radiație către pereți, sau prin contact direct către pardoseală precum și fenomenul de condensare superficială care apare cînd temperatura acestor elemente coboară sub valoarea punctului de rouă a aerului din cameră.

Prescripțiile românești în acest domeniu [5] limitează diferența de temperatură între aerul interior și suprafața interioară a pereților exteriori la 6°C, între aer și tavan la 4,5°C, iar între aer și pardoseală la 25—4°C.

Curbele reprezentate în figura 2 se referă la o noapte friguroasă de iarnă cînd temperatura aerului exterior a coborît pînă la —15°C. Camerele au fost în condiții de încălzire continuă și cu temperatură constantă a corpului de încălzire.

Se constată că în funcție de inerția termică, în timp ce temperatura pe suprafața ferestrei urmărește aproape concomitent variațiile de temperatură ale aerului exterior, temperatura pe suprafața centurii de beton atinge minimum (5,5°C) după circa cinci ore de la apariția valorii minime a temperaturii aerului exterior. Unei scăderi de circa 12°C a temperaturii aerului exterior îi corespunde o scădere de numai 2°C a temperaturii aerului interior, iar diferența între temperatura aerului și a suprafeței pereților nu depășește 3°C, cu excepția centurii de beton care avînd însă o lățime redusă (circa 10 cm) nu influențează sensibil pierderile prin radiație.

Diferența de temperatură aer-tavan nu depășește 2,5°C, iar diferența aer-pardoseală atinge 4,5°C, adică mai mult decît limita admisă în prescripțiile românești [5].

În figurile 5, 6 și 7 au fost înscrise valorile temperaturii punctului de rouă corespunzătoare parametrilor aerului interior. Situația din figura 5 corespunde unor valori ale umidității relative cuprinsă între 45 și 48% iar cea din figurile 6, 7 unor valori între 59 și 62%. Temperatura punctului de rouă nu este atinsă decît de suprafața centurii de beton și numai pentru umidități relative mai ridicate, corespunzătoare celor din figurile 6 și 7.

f. *Confortul termic.* Pentru aprecierea confortului termic realizat în casele experimentale s-a utilizat relația de confort a lui Van Zuilen]3], [6], a cărei aplicare s-a extins în ultimul timp în multe țări din Europa. Relația corelează ansamblul mărimilor : temperatura aerului, temperatura suprafețelor limitatoare, umiditatea și viteza de ventilație a aerului ce determină împreună microclimatul unei încăperi.

$$B = C + 0{,}25(t_a + t_r) + 0{,}1x - 0{,}1\,(37{,}8 - t_a)\sqrt{w}, \qquad (2)$$

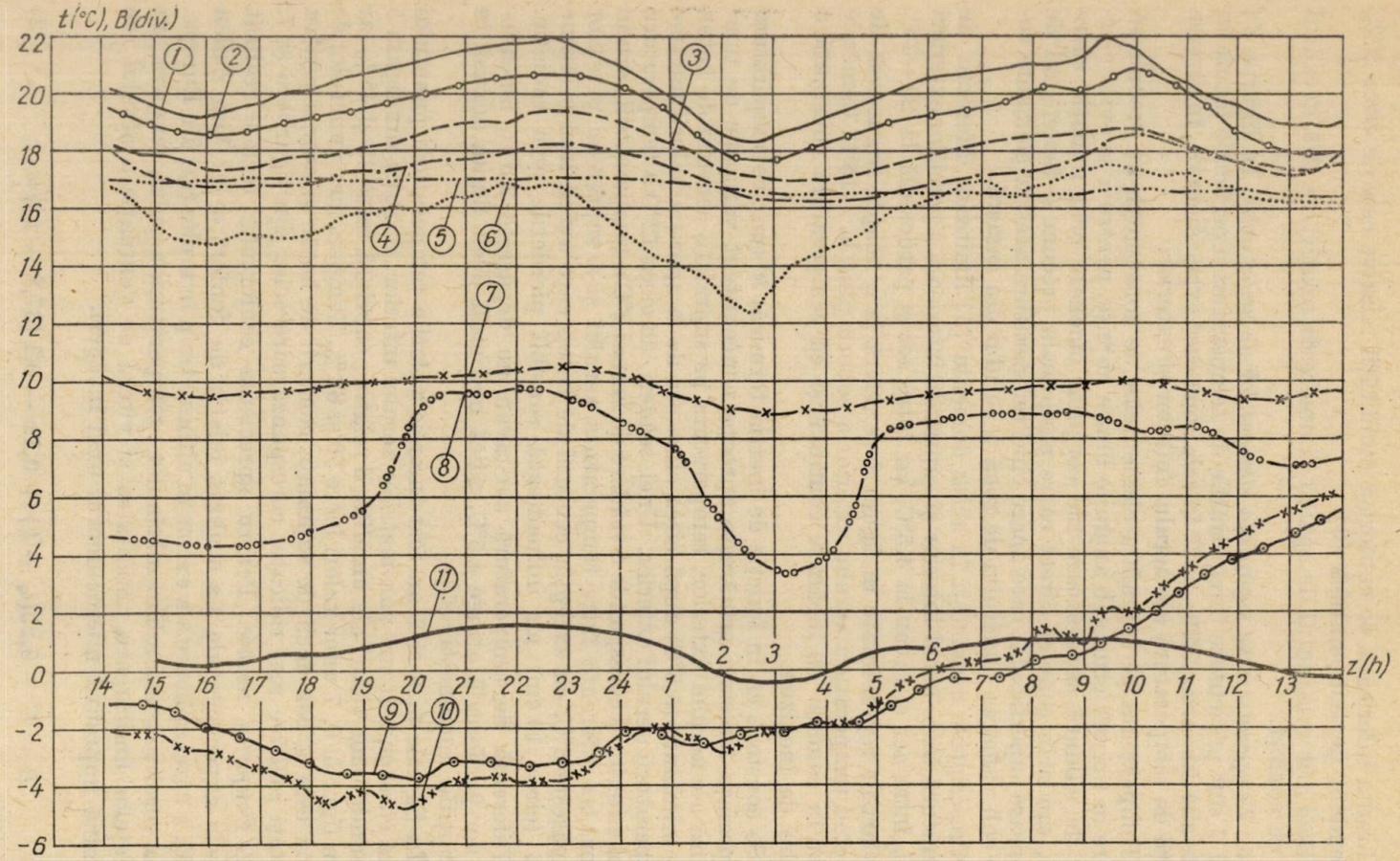


Fig. 5. — Distribuția temperaturilor pentru casa tip B, dormitor nord, la funcționarea cu intensitate variabilă a instalației de încălzire: *1* — aer interior; *2* — temperatura de radiație a ambianței; *3* — tavan; *4* — suprafața interioară a peretelui nord; *5* — pardoseală; *6* — fereastră interioară; *7* — centura de beton; *8* — temperatura punctului de rouă; *9* — suprafața exterioară a peretelui; *10* — aer exterior; *11* — valoarea caracteristică a confortului.

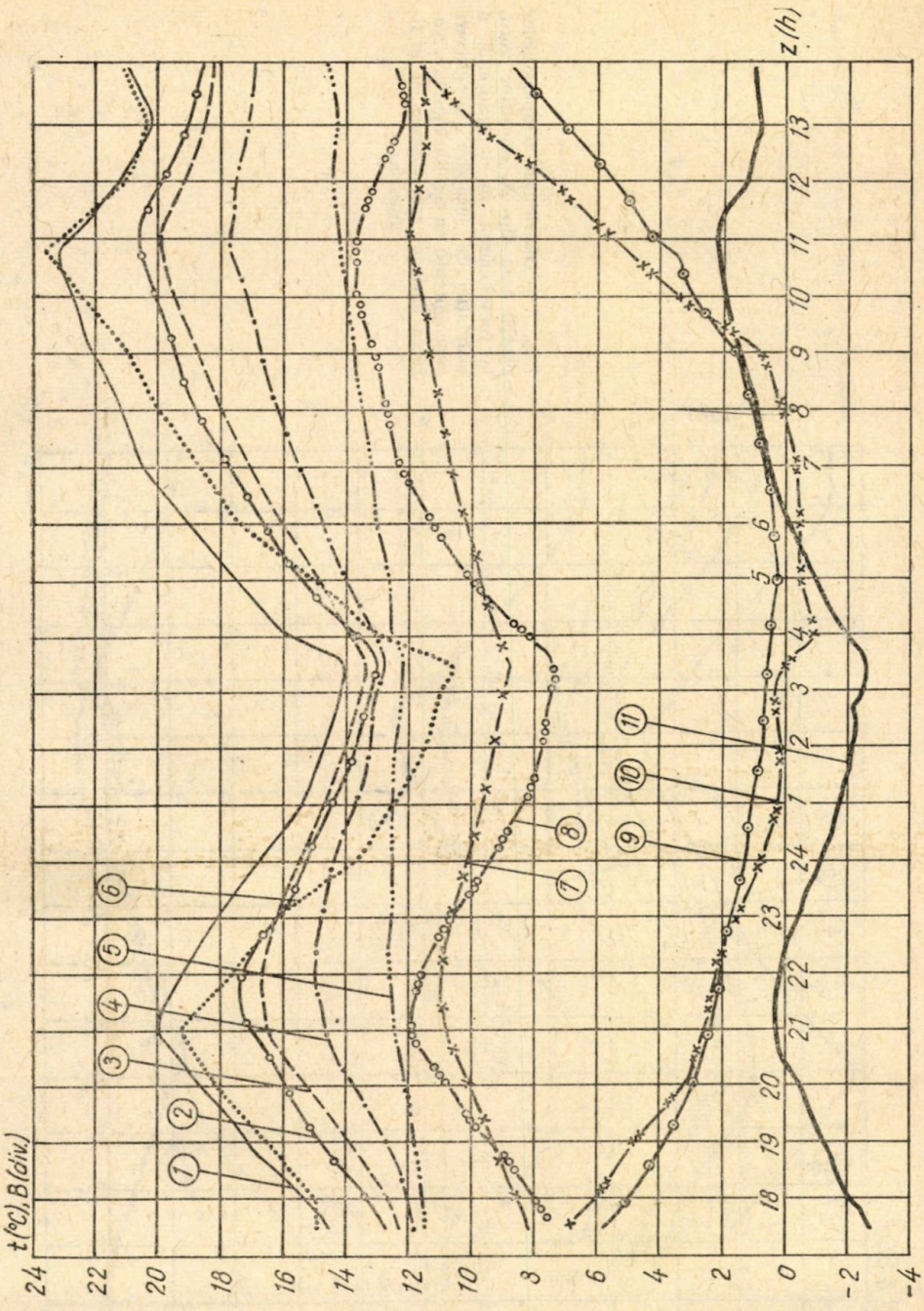


Fig. 6. — Distribuţia temperaturilor pentru casa tip B, dormitor nord, la funcţionarea cu intermitenţă a instalaţiei de încălzire. Notarea curbelor este aceeaşi ca în figura 5.

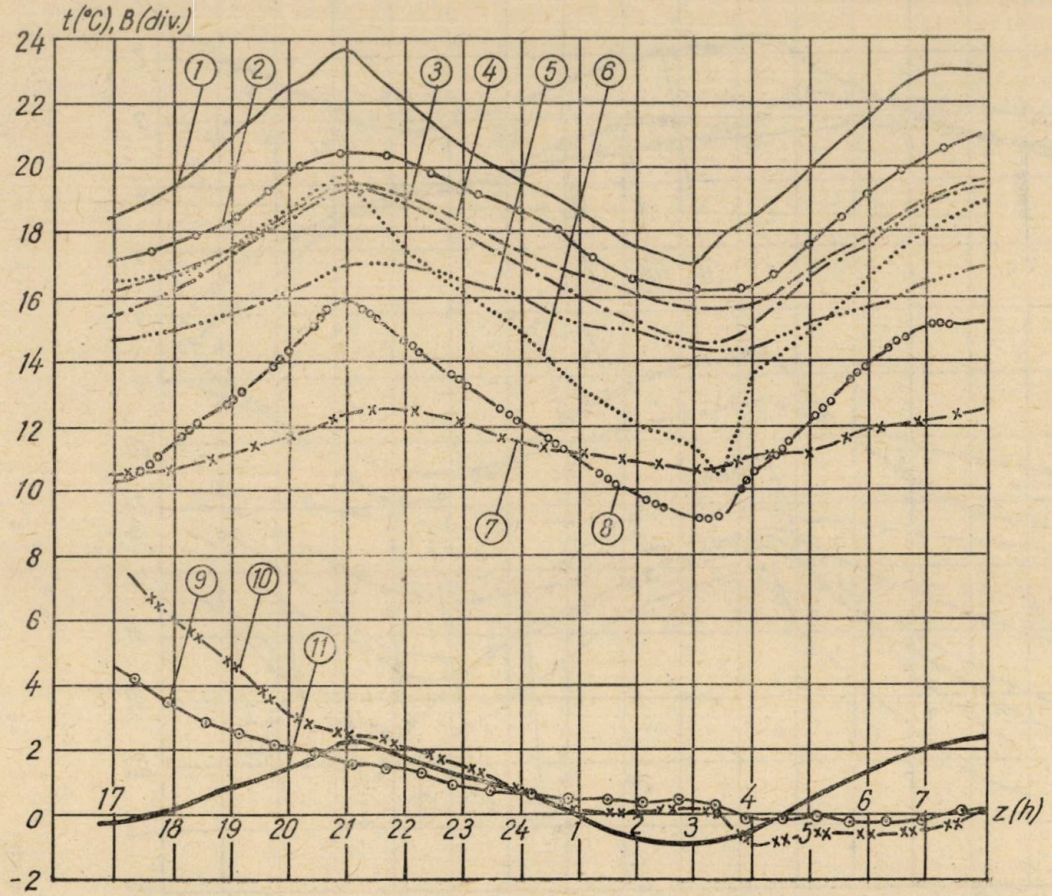


Fig. 7. — Distribuţia temperaturilor pentru casa tip A, dormitor nord, la funcţionarea cu intermitenţă a instalaţiei de încălzire (înregistrare concomitentă cu cea din figura 6). Notarea curbelor este aceeaşi ca în figura 5.

unde:

B este parametrul caracteristic al confortului;
C — o constantă egală cu −9,2 iarna;
t_a — temperatura aerului;
t_r — temperatura suprafeţelor limitatoare;
x — conţinutul absolut de apă al aerului, în g apă/kg aer uscat;
w — viteza aerului în m/s.

Criteriul de apreciere al stării de confort are următoarele valori de reper:

$B = -3$ mult prea rece;
$B = -2$ prea rece;
$B = -1$ confortabil răcoros;
$B = 0$ confortabil;
$B = 1$ confortabil cald;
$B = +2$ prea cald;
$B = +3$ mult prea cald.

Corespunzător valorilor parametrilor aerului şi temperaturii de radiaţie a ambianţei au fost calculate valorile B pentru diferitele regimuri de încălzire prezentate în figurile 5, 6 şi 7.

Din figura 5 se constată că, în casa B, camera de la nord, în condiţiile unei încălziri continue cu intensitate variabilă, căreia îi corespunde o temperatură a aerului interior ce oscilează între 18,5 şi 22°C, valorile parametrului B indică un mediu „confortabil" sau „confortabil cald" ($-0{,}5 < B < 1{,}5$).

În condiţiile unei încălziri intermitente, cu funcţionări şi întreruperi de circa 7 ore (fig. 6) în casa B, în camera de la nord, parametrul B poate atinge valoarea −2,5, cînd temperatura aerului interior coboară la 14°C datorită întreruperii încălzirii, ceea ce indică o stare de inconfort cu caracteristica „prea rece". În perioadele de încălzire caracteristica a variat între „confortabil" şi „prea cald". Tot la încălzire intermitentă, în casa A (fig. 7), în timpul încălzirii caracteristica a fost „prea cald", iar la întreruperea încălzirii a coborît pînă la „confortabil răcoros" cu temperatura cea mai scăzută de 17°C.

Este de remarcat că $-1 < B < +1$, adică condiţia de confort cuprinsă între „cald şi „răcoros" se obţine cînd temperatura aerului se situează între 17 şi 21°C. De asemenea mai este interesant de semnalat că pentru ambele tipuri de case valoarea $B = 0$ se obţine pentru o temperatură a aerului ceva mai mică de 20°C (circa 19,5°C în regim de încălzire şi circa 19°C în regim de răcire), ceea ce arată influenţa favorabilă a celorlalţi parametri determinaţi de construcţie.

III. CONCLUZII

Comportarea caselor experimentale din punct de vedere al confortului termic realizat are următoarele caracteristici:

— parametrii aerului interior (temperatură, viteză, umiditate) se încadrează în general între limitele prescrise atît ca valoare cît şi ca uniformitate de distribuţie în spaţiu;

— temperatura pe suprafaţa pereţilor şi tavanului are valori destul de ridicate, ceea ce duce la diminuarea pierderilor de căldură prin radiaţie ale corpului omenesc.

— temperatura pe suprafaţa pardoselii ca şi diferenţa între temperatura acesteia şi a aerului au valori mai mari decît cele prescrise de norme, astfel că pot conduce la senzaţia de rece la picioare, fapt de care va trebui să se ţină seama în viitoarele proiecte de locuinţe pentru mediul rural, prin mărirea izolaţiei termice a substratului pardoselii;

— temperatura pe suprafaţa centurii de beton, prin intermediul căreia acoperişul se sprijină pe pereţi, poate coborî sub temperatura punctului de rouă atunci cînd umezeala relativă a aerului interior atinge valori de 60%. Pentru a evita condensarea superficială pe centura de beton, va fi necesar să se studieze posibilităţile de reducere a grosimii centurii sau a izolării termice suplimentare a acesteia;

— în regim de încălzire continuă, confortul termic considerat în interdependenţa om, instalaţie de încălzire, construcţie, este realizat în ambele tipuri de locuinţe;

— în regim de încălzire intermitentă nu se poate realiza starea de confort pe tot parcursul perioadei de încălzire-răcire. Astfel, dacă se admite un interval de încălzire pînă la starea de inconfort „prea cald", este posibil că după un interval de răcire de 7—8 ore să nu se depăşească starea de „confortabil răcoros".

Dacă însă încălzirea se întrerupe la starea de „confortabil cald", atunci se obţine la sfîrşitul intervalului de răcire o stare de inconfort „prea rece".

Primit la redacţie la 28 aprilie 1970.

BIBLIOGRAFIE

1. C. Damian, *Referat cu concluzii privind procedee noi şi eficiente pentru execuţia construcţiilor individuale în mediul rural*, INCERC (Institutul de cercetări în construcţii şi economia construcţiilor), Bucureşti, 1968.
2. T. Bedford, *Environmental warmth and its measurement*, London, His Majesty's Stationery Ofice, 1946.
3. H. Rietschel, W. Raiss, *Tehnica încălzirii şi ventilării*, Editura tehnică, Bucureşti, 1967.
4. F. Bradtke, *Grundlagen für Planung und Entwurf von Klimaanlagen*, Z. VDI,, **82**, 1938.
5. STAS 6472-68, *Termotehnica în construcţii, Elemente fundamentale de proiectare.*
6. D. V. Zuilen, *Klimaatregeling in Woningen en Werkruimten*, in Bericht 1, 2. Ausg. der Commissie voor de Klimaatregeling in Gebouwen, Amsterdam, 1945.

CONTRIBUȚII LA ANALIZA CANTITATIVĂ A DATELOR GRAVIMETRICE [1])

DE

M. IANĂȘ

Institutul de geofizică aplicată, str. Izvor nr. 78, București

INTRODUCERE

Datele de observație gravimetrice conduc la o imagine de ansamblu a distribuției cîmpului gravității : harta gravimetrică a regiunii studiate. Această hartă constituie materialul primar pe baza căruia urmează să se întreprindă descifrarea structurii geologice.

Una din problemele analizei cantitative a datelor gravimetrice constă în transformarea materialului gravimetric primar astfel încît să se obțină o separare a efectelor cu grad diferit de regionalitate și a efectelor cumulate în elemente componente.

Metodele de rezolvare a acestor probleme sînt variate. Prin nivelări ale valorilor măsurate în jurul unui punct se realizează o compensare parțială a efectelor locale, obținîndu-se o valoare care reprezintă cu aproximație efectul regional. Scăderea ei din efectul total dă o valoare care ar reprezenta efectul local.

Posibilitățile oferite de teoria potențialului de a se calcula, pe baza cunoașterii cîmpului într-un plan, valorile lui în plane situate la alte nivele pot fi exploatate pentru obținerea unor imagini în care efectele locale se accentuează („continuarea analitică în semispațiul inferior") sau se atenuează („continuarea analitică în semispațiul superior"). Este posibil ca din harta distribuției cîmpului gravității să se calculeze distribuția unor derivate în raport cu verticala ale gravității („gradientul vertical" și „derivata a doua"), în a căror imagine anomaliile cumulate pot fi separate.

Problema principală a analizei cantitative a datelor gravimetrice este de a identifica și determina cauzele care generează anomaliile. Se pune, cu alte cuvinte, problema determinării naturii corpului perturbator, estimării adîncimii și evaluării masei. Pusă sub această formă, problema nu are o soluție unică. Ambiguitatea rezolvării acestei probleme este restrînsă cu

[1]) Rezumatul tezei de doctorat.

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM 8, NR. 2, P. 261–276, BUCUREȘTI, 1970

ajutorul datelor extragravimetrice. Sub aspect fizico-matematic, soluționarea problemei este posibilă pe două căi. Prima cale se bazează pe rezolvarea problemei inverse a potențialului. Această cale conduce la rezolvarea unor ecuații integrale, care, în cazul tridimensional, rămîn practic neutilizabile datorită dificultăților mari de rezolvare numerică. A doua cale se bazează pe rezolvarea problemei directe a potențialului. Se imaginează corpul, atribuindu-se anumite caracteristici fizice și geometrice, se calculează cîmpul pe care îl produce și se compară acest cîmp cu cel măsurat. Analiza pe această cale ia aspectul unui proces de aproximații succesive, care trebuie continuat pînă la etapa în care efectele măsurate și calculate sînt foarte asemănătoare. Atunci se identifică cauza reală necunoscută cu cea imaginată.

Aici sînt prezentate două procedee noi pentru analiza cantitativă a datelor gravimetrice. Primul procedeu constă în utilizarea metodei Monte Carlo la rezolvarea problemei directe a potențialului, iar al doilea procedeu se referă la utilizarea programării liniare în problemele separării efectelor regionale și locale, calculării derivatelor gravității și anomaliilor continuate analitic.

PROBLEMA DIRECTĂ A POTENȚIALULUI

Formularea problemei. Formulată în termeni generali, problema directă a potențialului se pune în modul următor : dată fiind distribuția surselor de masă, surse perfect definite fizic (ca proprietăți) și geometric (ca repartiție în spațiu), se cere determinarea cantitativă a distribuției spațiale a cîmpului.

Această problemă se reduce la calcularea unor integrale de tipul

$$g = G\rho \iiint_v \frac{\zeta - z}{u^3}\, dv \tag{1}$$

pentru corpuri tridimensionale și

$$g = 2G\rho \iint_s \frac{\zeta - z}{r^2}\, ds \tag{2}$$

pentru corpuri bidimensionale.

În ambele relații G este constanta atracției universale, ρ reprezintă densitatea, iar

$$u = \sqrt{(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (z-\zeta)^2}$$

și

$$r = \sqrt{(x-\xi)^2 + (z-\zeta)^2}$$

sînt distanțele de la un punct din interiorul masei $\pi(\xi, \eta, \zeta)$ sau $\pi'(\xi, \zeta)$ la un punct exterior $P(x, y, z)$ sau $P'(x, z)$. Evaluarea exactă a integralelor (1) și (2) se poate face numai pentru distribuții simple de mase

(sferă, prismă, cilindru etc.). În cazul general, integralele se calculează prin diverse metode de aproximație.

Vom prezenta un nou procedeu de evaluare a integralelor (1) și (2) utilizînd metoda Monte Carlo (1).

Aplicarea metodei Monte Carlo. Așa cum rezultă din formulele (1) și (2), problema directă a potențialului se reduce la calcularea unor integrale de tipul

$$I = K \int_D \ldots \int f(u_1, \ldots, u_r)\, du_1 \ldots du_r. \tag{3}$$

Să transformăm integrala astfel încît noul domeniu de integrare să fie conținut în cubul unitate r- dimensional. Să presupunem că domeniul D se găsește în paralelipipedul r- dimensional:

$$a_i \leqslant u_i \leqslant b_i\,,\ 1 \leqslant i \leqslant r\,.$$

Atunci schimbarea de variabile

$$u_i = a_i + (b_i - a_i)\, y_i$$

transformă paralelipipedul r - dimensional în cubul unitate r- dimensional

$$0 \leqslant y_i \leqslant 1,\ 1 \leqslant i \leqslant r\,,$$

iar noul domeniu de integrare Δ va fi conținut în acest cub.

Integrala (3) devine

$$I = K \int_\Delta \ldots \int h\,(y_1, \ldots, y_r)\, J\, dy_1 \ldots dy_r\,, \tag{4}$$

unde $h\,(y_1, \ldots, y_r) = f\,[a_1 + (b_1 - a_1)\ y_1, \ldots,\ a_r + (b_r - a_r)\, y_r]$, iar jacobianul J este dat de expresia

$$J = (b_1 - a_1) \ldots (b_r - a_r).$$

Să considerăm r șiruri $(y_{n,k})_{n \in N}$, $1 \leqslant k \leqslant r$ de numere aleatoare uniform repartizate pe intervalul [0,1] și să formăm punctele aleatoare $y_n = (y_{n,1} \ldots y_{n,r})$, care pot fi considerate ca valorile unei variabile aleatoare r-dimensionale uniform repartizate în cubul unitate r-dimensional.
Să verificăm care dintre ele aparțin domeniului Δ.

Fie Γ frontiera domeniului Δ, a cărei ecuație este

$$\varphi\,(y) = \varphi(y_1, \ \ldots\ y_r) = 0.$$

Atunci pentru $\varphi\,(y) < 0$ punctul $y \in \Delta$, iar pentru $\varphi\,(y) > 0$ punctul $y \notin \Delta$. Cu alte cuvinte se examinează care dintre inegalitățile $\varphi\,(y_i) < 0$, $1 \leqslant i \leqslant n$, sînt verificate.

Fie n numărul punctelor care aparţin domeniului Δ. Pentru fiecare din ele calculăm valoarea funcţiei $h(y)$. Media valorilor calculate va fi

$$\overline{h} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} h(y_i). \tag{5}$$

Se ia ca valoare aproximativă a integralei expresia

$$I_1 = K\,\overline{h}v\,(\Delta) = K\frac{v\,(\Delta)}{n} \sum_{i=1}^{n} h\,(y_i)\,, \tag{6}$$

unde $v\,(\Delta)$ este volumul domeniului Δ.

Formula (6) rezultă imediat din (4) dacă se ia

$$v\,(\Delta) = \int_{\Delta} \ldots \int \mathrm{d}y_1 \ldots \mathrm{d}y_n\,.$$

Evident, cu cît numărul de puncte luate în consideraţie este mai mare, cu atît I_1 aproximează mai bine integrala I.

Volumul $v\,(\Delta)$ poate fi calculat cu relaţia

$$v\,(\Delta) \approx \frac{n}{N}. \tag{7}$$

Din (6) şi (7) rezultă

$$I_1 = K\,\frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} h(y_i). \tag{8}$$

Rezultă că valoarea aproximativă a unei integrale multidimensionale, după introducerea domeniului D într-un cub r-dimensional, se obţine însumînd valorile funcţiei de integrat, calculate pentru toate punctele aleatoare care aparţin domeniului Δ, şi înmulţind rezultatul cu raportul K/N, unde K este o constantă, iar N este numărul total de numere aleatoare luate în considerare.

Verificarea metodei pe un model bidimensional. Verificarea metodei propuse s-a făcut pe un cilindru orizontal infinit cu următorii parametri : raza $R = 0{,}4$ km, adîncimea axei $a = 0{,}5$ km şi contrastul de densitate $\Delta\rho = 0{,}15$ g/cm^3. Calculul efectului gravitaţional (în planul $z = 0$) s-a făcut cu formulele

$$g = 2G\rho \iint_D \frac{\zeta}{(\xi - x)^2 + \zeta^2}\,\mathrm{d}\xi\,\mathrm{d}\zeta \tag{9}$$

şi

$$g = 2\,\pi G\rho\, R^2 \frac{a}{a^2 + x^2}. \tag{10}$$

Integrala (9) a fost calculată cu ajutorul relației (8), luîndu-se în considerare $N = 120$ puncte aleatoare.

Valorile astfel găsite au fost comparate cu cele date de formula (10). Rezultatele sînt cuprinse în tabela 1.

Tabela 1

x	0	300	500	700	1 000
g (9)	2,01	1,48	1,05	0,68	0,40
g (10)	1,98	1,56	1,02	0,78	0,42
ε (%)	−1,05	5,4	−2,8	4,4	5

Valorile din tabela 1 pun în evidență calitatea aproximării permisă de formula (8). Se vede că erorile relative rămîn mici, nedepășind 5,46%. Ținînd seama de simplitatea procedeului propus comparativ cu metodele clasice, acesta poate fi considerat ca satisfăcător pentru aplicațiile curente.

ANOMALIILE NIVELATE ȘI REZIDUALE

Formularea problemei. Problema separării efectelor regionale și locale dintr-o anomalie gravimetrică complexă constă în a descompune această anomalie Bouguer în două componente, astfel încît una să fie cît mai întinsă și regulată, iar a doua să fie cît mai limitată și neregulată. Din această cauză se utilizează termenii de anomalie nivelată pentru anomalia regională și de anomalie reziduală pentru cea locală. Această separare este un aspect particular al problemei inverse a potențialului și, deci nu are o soluție unică. Din această ambiguitate fundamentală a separării decurg toate limitările ei. Cîmpul regional se reprezintă printr-un polinom de tipul

$$R = \sum_{i,j=0}^{n} C_{ij}\, x^i y^j, \tag{11}$$

care corespunde unei suprafețe cu atît mai simple, cu cît limitarea polinomului se face la termeni de ordin mai mic. Coeficienții se determină, în metodele clasice, prin metoda celor mai mici pătrate. În vederea rezolvării rapide a acestei probleme, se prezintă un algoritm bazat pe metoda programării liniare [2], [5].

Modelul matematic. Între anomalia Bouguer (B), cîmpul nivelat cu semnificație de cîmp regional (R) și cîmpul rezidual considerat anomalie locală (L), există relația liniară :

$$B = R + L, \tag{12}$$

în care R este de forma (11).

Coeficienții C_{ij} se pot determina printr-o condiție de minim aplicată anomaliilor locale $L = B - R$, condiție ce rezultă din considerarea acestor anomalii ca abateri cu caracter întîmplător de la cîmpul regional. În cazul hărții gravimetrice pentru care măsurătorile sînt efectuate în puncte discrete P_k de coordonate (x_k, y_k), această condiție de minim se scrie astfel:

$$\sum_{k=1}^{m} |L_k| = \text{minim}, \tag{13}$$

unde se presupune că am luat în considerație m puncte P_k.

Dacă scriem relația (12) pentru aceste puncte și înlocuim pe R cu expresia (11) și pe B cu g, obținem următorul sistem de ecuații liniare:

$$\begin{aligned} g_1 &= \sum_{i,j=0}^{n} C_{ij} x_1^i y_1^j + L_1 \\ &\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \\ g_m &= \sum_{i,j=0}^{n} C_{ij}\, x_m^i\, y_m^j + L_m \end{aligned} \tag{14}$$

avînd ca necunoscute pe

$$C_{ij},\ L_1,\ \ldots,\ L_m.$$

Problema constă în a determina aceste necunoscute care minimizează expresia (13) și care satisfac restricțiile (14). S-a ajuns, deci, la o problemă de programare liniară.

Algoritmele de rezolvare a problemelor de programare liniară impun condiția de nenegativitate a variabilelor. Această condiție se realizează ușor dacă se observă că se pot scrie variabilele sub forma

$$\begin{aligned} C_{ij} &= C_{ij}^{+} - C_{ij}^{-},\ \text{cu } C_{ij}^{+} \geqslant 0,\ C_{ij}^{-} \leqslant 0, \\ L_k &= L_k^{+} - L_k^{-},\ \text{cu } L_k^{+} \geqslant 0,\ L_k^{-} \leqslant 0, \end{aligned} \tag{15}$$

unde

$$i,\ j = 0, 1, 2,\ \ldots,\ n \text{ și } k = 1, 2, \ldots, m.$$

Substituind pe (15) în (13) și (14), problema se enunță astfel:

Să se determine necunoscutele

$$C_{ij}^{+},\ C_{ij}^{-},\ \ldots,\ L_1^{+}, L_1^{-},\ \ldots,\ L_m^{+},\ L_m^{-},$$

care satisfac sistemul de ecuații liniare

$$\begin{aligned} g_1 &= \sum_{i,j=0}^{n} C_{ij}^{+}\, x_1^i\, y_1^j - \sum_{i,j=0}^{n} C_{ij}^{-}\, x_1^i\, y_1^j + L_1^{+} - L_1^{-}, \\ g_m &= \sum_{i,j=0}^{n} C_{ij}^{+}\, x_m^i\, y_m^j - \sum_{i,j=0}^{n} C_{ij}^{-}\, x_m^i\, y_m^j + L_m^{+} - L_m^{-} \end{aligned} \tag{16}$$

și care minimizează funcția

$$\min z = \sum_{k=1}^{m} L_k^{+} + \sum_{k=1}^{m} L_k^{-}. \tag{17}$$

Se obține, în fiecare punct, valoarea anomaliei locale $L_k = L_k^+ - L_k^-$ și, apoi, prin scădere din harta Bouguer se obține anomalia regională.

În calcule se pot folosi polinoame de grade diferite, cu ajutorul cărora se obțin mai multe imagini ale anomaliilor regionale și locale. Rămîne deschisă problema alegerii acelei imagini a anomaliei regionale care are un corespondent geologic real, problemă care nu poate fi rezolvată decît pe baza cunoașterii condițiilor geologice regionale. Folosindu-se polinoame de grade diferite se pot construi rapid hărți cu „izopahite gravimetrice", datorită corespondenței dintre gradul polinomului și latura rețelei folosite în metoda mediilor mobile.

Verificarea pe un model teoretic. Verificarea procedeului bazat pe metoda programării liniare s-a făcut pe un cilindru orizontal infinit cu raza $R = 400$ m, adîncimea axei $a = 700$ m și contrastul de densitate $\Delta\rho = 0{,}15$ g/cm³.

Peste cîmpul gravitațional produs de acest cilindru s-a suprapus un cîmp regional dat de relația $R = -0{,}0003\ x + 1$.

S-a separat efectul regional prin procedeul descris și s-a obținut direct anomalia locală.

Rezultatele sînt prezentate în tabela 2 și figura 1.

Tabela 2

x	0	+200	+400	+600	+800	+1 000
Δg real	1,4	1,3	1,08	0,8	0,4	0,2
Δg calculat	1,38	1,25	1,03	0,76	0,36	0,16
eroarea ε%	−1,4	−3,8	−4,6	−2,4	−10	−20
x		−200	−400	−600	−800	−1 000
Δg real		1,3	1,08	0,8	0,4	0,2
Δg calculat		1,33	1,04	0,78	0,3	0,16
eroarea ε%		2,3	−3,7	−2,5	−25	−20

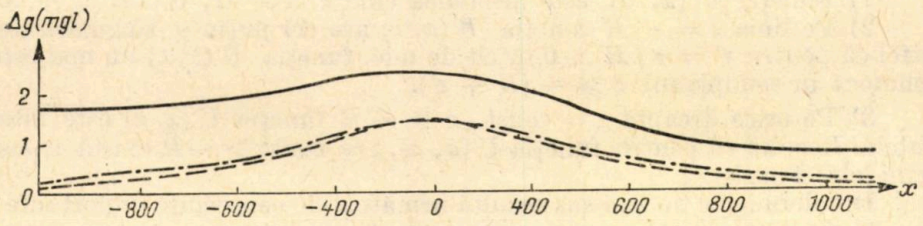


Fig. 1. — Separarea anomaliei locale ——— Anomalia Bouguer —.—.— Anomalie locală teoretică — — — —Anomalie locală calculată.

Valorile din tabela 2 pun în evidență calitatea procedeului propus. Se vede că erorile relative rămîn mici, nedepășind 20 % în zona asimptotică a anomaliei, iar în zona de apex sînt mult mai mici, fiind cuprinse între 1,4 % și 4,5 %. Avînd în vedere că pentru aplicațiile practice este interesantă tocmai zona de maxim sau de minim a anomaliilor, procedeul propus pentru separarea efectului regional poate fi considerat ca satisfăcător.

TRANSFORMĂRI IZOTOPICE

Formularea problemelor. Materialele gravimetrice secundare, reprezentate prin hărți cu anomalii continuate analitic sau cu derivatele de ordinul I și II ale gravității, s-au dovedit utile în interpretarea anomaliilor gravimetrice.

Aceste transformări (continuări, derivate etc.) sînt analoge, din punct de vedere matematic, cu operațiile de filtrare. Fiecărei transformări îi corespunde un anumit filtru liniar caracterizat printr-o funcție pondere. Din această cauză aceste transformări au fost denumite „transformări izotopice".

Ecuația generală a filtrelor liniare utilizate în gravimetrie este

$$f(x) = \frac{\lambda}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} \varphi(\xi)\ k(x-\xi)d\xi. \tag{18}$$

În legătură cu relația (18) se pun două probleme :

a) Se cunoaște $\varphi(\xi)$ și se cere $f(x)$; acesta este cazul cel mai frecvent și se utilizează la calculul continuărilor analitice și derivatelor. Problema se reduce la rezolvarea unei integrale de tip convoluție.

b) Se cunoaște $f(x)$ și se cere $\varphi(\xi)$. Problema constă în rezolvarea unei ecuații integrale de tip convoluție și se utilizează la continuări analitice în semispațiul inferior.

În ambele cazuri funcția pondere K este cunoscută.

Înainte de a trece la rezolvarea acestor probleme, vom defini o clasă de funcții pentru care este valabilă teoria pe care o construim [3].

Funcții armonice din clasa $U(H)$. Vom considera că $U(x, y) \in U(H)$ dacă sînt satisfăcute condițiile :

1) Funcția $U(x, z)$ este armonică cînd $z > -H$, $0 < H < +\infty$.

2) Pe linia $z = -H$ funcția $U(x, z)$ are cel puțin o singularitate, astfel că pentru $\varepsilon' = \varepsilon / H > 0$ oricît de mic, funcția $U(x, z)$ nu mai este armonică în semiplanul $z \geqslant -(H + \varepsilon')$.

3) Pe orice dreaptă $z = \text{const.}$, $z > -H$ funcția $U(x, z)$ este integrabilă. Rezultă că pentru funcția $U(x, z)$, $z = \text{const} > -H$ există transformatele Fourier.

Din definițiile de mai sus rezultă următoarele consecințe importante :

1) Dacă $F(\omega, z)$, $z = \text{const} > -H$ și $F(\omega, 0)$ sînt transformatele Fourier ale funcțiilor $U(x, z)$ și $U(x, 0)$ are loc relația

$$F(\omega, z) = F(\omega, 0)\, e^{-|\omega| z}. \tag{19}$$

Această proprietate a funcțiilor armonice $U(x, z) \in U(H)$ stabilește caracterul de variație al funcțiilor $U(x, z)$.

2) Pentru transformata Fourier $F(\omega, 0)$ a funcției $U(x, 0)$ este valabilă relația

$$F(\omega, 0) \leqslant K(\varepsilon') H e^{-|\omega|(H-\varepsilon')}, \tag{20}$$

unde

$$\varepsilon' = \varepsilon / H > 0, \quad 0 < K(\varepsilon') < +\infty.$$

Această inegalitate este deosebit de importantă pentru calcularea integralei de convoluție (18).

3) Pentru transformata Fourier $F(\omega, 0)$ a funcției $U(x, 0)$ este valabilă relația extremă

$$\lim_{|\omega| \to \infty} \frac{\ln F(\omega, 0)}{|\omega|} = -H. \tag{21}$$

Această relație stabilește principial posibilitatea de a determina valoarea lui H după valorile $U(x, 0)$.

Calculul integralei de convoluție. Fie de calculat integrala de convoluție [3]

$$f(x) = \frac{\lambda}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} \varphi(\xi) K(x - \xi) \, d\xi, \tag{22}$$

unde $K_0(x - \xi)$ este o funcție cunoscută, pară sau impară.

Presupunem că funcția $\varphi(x) \in U(H)$, ceea ce implică necesitatea ca transformata ei Fourier $\Phi(\omega)$ să verifice relația

$$|\Phi(\omega)| \leqslant KH e^{-|\omega|H}; \quad -\infty \leqslant \omega \leqslant +\infty. \tag{23}$$

Căutăm soluția integralei (22) ca o combinație liniară de funcții:

$$\varphi(x + k\Delta x), \quad k = 0, \pm 1, \pm 2, \ldots, \pm N$$

$$f(x) \approx \bar{f}(x) = \sum_{-N}^{+N} C_k \varphi(x + k\Delta x), \tag{24}$$

unde $C_k = C_{-k}$ dacă $K(x) = +K(-x)$,

$C_k = -C_{-k}$ dacă $K(x) = -K(-x)$.

Notăm cu $F(\omega)$, $\Phi(\omega)$, $Q(\omega)$, $\overline{F}(\omega)$, $\delta F(\omega)$ transformatele Fourier ale funcțiilor $f(x)$, $\varphi(x)$, $K(x)$, $\bar{f}(x)$ și $\delta f(x) = f(x) - \bar{f}(x)$.

Atunci din relația (22) se obține

$$F(\omega) = \lambda Q(\omega) \Phi(\omega) \tag{25}$$

şi din (24) rezultă

$$\overline{F}(\omega) = \Phi(\omega) \sum_{-N}^{+N} C_k \, e^{-ik\Delta x\omega}. \tag{26}$$

Din relaţiile (25) şi (26) se obţine

$$\delta F(\omega) = \Phi(\omega) \{ \lambda Q(\omega) - \sum_{-N}^{+N} C_k \, e^{-ik\Delta x\omega} \} \tag{27}$$

sau

$$\delta f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} \Phi(\omega) \{ \lambda Q(\omega) - \sum_{-N}^{+N} C_k \, e^{-ik\Delta x\omega} \} \, e^{-i\omega k} \, d\omega \tag{28}$$

Pentru stabilirea coeficienţilor optimi C_k să punem condiţia ca sumele (24) să aproximeze cît mai bine integrala (22).

Matematic, aceasta se traduce prin condiţia

$$\Delta = \sum_{-N}^{+N} | \delta f(x) | = \text{minim}. \tag{29}$$

Deoarece nu cunoaştem funcţia $\Phi(\omega)$, o înlocuim cu majoranta (23) şi atunci (29) devine

$$\Delta' = \frac{KH}{\sqrt{2\pi}} \sum_{-N}^{+N} \left\{ \left| \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-|\omega|H} \left[\lambda Q(\omega) - \sum_{-N}^{+N} C_k \, e^{-ik\Delta x\omega} \right] d\omega \right| \right\} \tag{30}$$

şi coeficienţii C_k se determină din condiţia

$$\sum_{-N}^{+N} \left\{ \left| \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-|\omega|H} \left[\lambda Q(\omega) - \sum_{-N}^{+N} C_k \, e^{-ik\Delta x\omega} \right] d\omega \right| \right\} = \text{minim}. \tag{31}$$

Din această condiţie rezultă posibilitatea utilizării programării liniare pentru calcularea coeficienţilor C_k.

Rezultă următoarea problemă de programare liniară :

Să se determine coeficienţii C_k care verifică sistemul de ecuaţii

$$\lambda \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-|\omega|H} Q(\omega) \, d\omega = \sum_{-N}^{+N} C_k \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-|\omega|H} \, e^{-ik\Delta x\omega} \, d\omega + \Delta k \tag{32}$$

şi care minimizează funcţia

$$\min z = \sum_{-N}^{+N} | \Delta_k |. \tag{33}$$

Pentru exemplificare să considerăm problema continuării analitice în sus sau în jos a cîmpului gravitaţional. Fie $U(x, z) \in U(H)$ o funcţie

armonică pentru $z > -H$. Pentru continuarea analitică în sus și în jos vom căuta soluții de forma

$$U(x, \pm h) \approx \overline{U}_N(x, \pm h) = \sum_{-N}^{+N} C_k^{\pm}\, U\,(x + k\,\Delta\, x, 0). \tag{34}$$

Deoarece în cazul continuării analitice în sus sau în jos funcția pondere este $e^{\pm|\omega|h}$ relația (31) devine (pentru $\lambda = 1$)

$$\sum_{-N}^{+N}\left\{\left|\int_{+\infty}^{-\infty} e^{-|\omega|H}\left[e^{\pm|\omega|h} - \sum_{-N}^{+N} C_k^{\pm}\, e^{-i\,k\Delta x\omega}\right] d\omega\right|\right\} =$$

$$= 2\sum_{-N}^{+N}\left\{\left|\int_{0}^{+\infty} e^{-|\omega|H}\left[e^{\pm|\omega|h} - 2\sum_{0}^{+N} C'^{\pm}_k \cos k\,\Delta\, x\omega\right] d\omega\right|\right\} = \text{minim}, \tag{35}$$

$$\text{unde } C'_k = C_k \text{ pentru } k \geqslant 1 \text{ și } C'_0 = \frac{C_0}{2}.$$

Din (35) rezultă următoarea problemă de programare liniară.
Să se determine coeficienții $C'^{\pm}_k$ care verifică sistemul

$$\int_0^{\infty} e^{-|\omega|(H\mp h)}\, d\omega = 2\sum_{0}^{N} C'^{\pm}_k \int_0^{\infty} e^{-|\omega|H} \cos\ k\,\Delta\, x\omega\ d\omega + \Delta_k \tag{36}$$

și care minimizează funcția

$$\min z = \Sigma\ |\,\Delta_k|. \tag{37}$$

În relația (36) prima integrală este imediată, iar a doua se calculează cu formula

$$\int e^{ax} \cos bx\, dx = \frac{e^{ax}\,(a\cos bx + b\sin bx)}{a^2 + b^2}. \tag{38}$$

Deoarece variabilele pot avea semne diferite, atunci pentru aplicarea algoritmului se ia:

$$C'_k = C'^{+}_k - C'^{-}_k \qquad C'^{\pm}_k \geqslant 0,$$

$$\Delta_k = \Delta^{+}_k - \Delta^{-}_k, \text{ unde } \Delta^{\pm}_k \geqslant 0.$$

Se constată că un coeficient optim este funcție de mai mulți parametri: distanța între punctele de interpolare a valorilor, adîncimea corpului perturbator și nivelul la care se face transformarea. Această constatare arată importanța calculării coeficienților optimi pentru fiecare caz în parte în vederea minimizării erorilor care apar frecvent la calcularea imaginilor secundare. În practică, adîncimea corpului perturbator H se ia mai mult sau mai puțin precis, din date extragravimetrice. În cazul în care nu dispunem de aceste date, se determină limitele între care variază adîncimea cu ajutorul inegalităților lui Bott, Smith sau ale lui Strahov. În acest caz parametrul H poate lua mai multe valori (într-un domeniu indicat de inegalități) și problema de programare liniară se transformă într-una de programare stocastică.

Observaţie. Ecuaţia integrală de convoluţie se rezolvă printr-un procedeu similar. În acest caz se caută soluţii de forma

$$\varphi(x) \approx \overline{\varphi}(x) = \sum_{-N}^{+N} C_k f(x + k\,\Delta x).$$

şi se consideră că $f(x) \in U(H)$ adică

$$|F(\omega)| \leqslant KH\, e^{-|\omega|H}$$

Verificarea pe un model teoretic. Pentru verificare am ales un caz mai complicat, şi anume să continuăm la -50 m un cîmp dat de trei cilindri orizontali infiniţi cu următorii parametri: axele cilindrilor O_1 (0,700), O_2 (1000, 500), O_3 (-1000, 800) razele $R_1 = R_2 = R_3 = 400$ m şi contrastele de densitate $\Delta\rho_1 = 0{,}15$ g/cm^3, $\Delta\rho_2 = 0{,}45$ g/cm^3 şi $\Delta\rho_3 = 0{,}45$ g/cm^3.

Problema se reduce la calculul unei integrale de convoluţie (22), în care funcţia pondere este $e^{|\omega|h}$.

Scriind ecuaţia (36) (în care am luat $N = 3$) pentru $H_1 = 650$, $H_2 = 450$, $H_3 = 750$ şi $\Delta x = 200$ m, se obţine o problemă de programare liniară cu următoarele soluţii:

$$C_1 = 2{,}537, \quad C_2 = -1{,}043, \quad C_3 = 0{,}304.$$

Atunci, din relaţia (24) se obţine următoarea formulă pentru continuarea analitică la nivelul -50 m:

$$g(-50) = 2{,}537\, g(0) - 1{,}043 \sum g(200) + 0{,}304 \sum g(400).$$

Valorile obţinute cu această formulă şi cele calculate teoretic pentru nivelul -50 m sînt date în tabela 3 şi reprezentate grafic în figura 2.

Tabela 3

x	-1400	-1000	-600	0	$+400$	$+1000$	$+1400$
Δg calculat la -50 m	1,51	2,01	2,06	2,39	2,23	2,94	1,66
Δg continuat analitic	1,47	1,98	1,9	2,40	2,25	2,89	1,70
eroare ε%	$-2{,}6$	$-1{,}4$	-8	0,5	0,4	$-1{,}7$	2,4

Din datele cuprinse în tabela 3 şi reprezentate grafic în figura 2 se impun următoarele concluzii:

— calitativ, funcţionarea formulei de continuare analitică în semispaţiul inferior este foarte bună, profilul obţinut cu ajutorul ei păstrînd forma celui teoretic;

— din punct de vedere cantitativ formula conduce la valori care se abat de la cele teoretice, erorile relative fiind pozitive sau negative, dar nedepăşind 8% în unele puncte fiind chiar de 0,4 — 0,5%.

DETERMINAREA DERIVATELOR DE ORDIN PAR

Derivatele de ordin par ale gravității se pot obține tot prin filtrarea cîmpului inițial: problema se reduce la calculul unei integrale de convoluție.

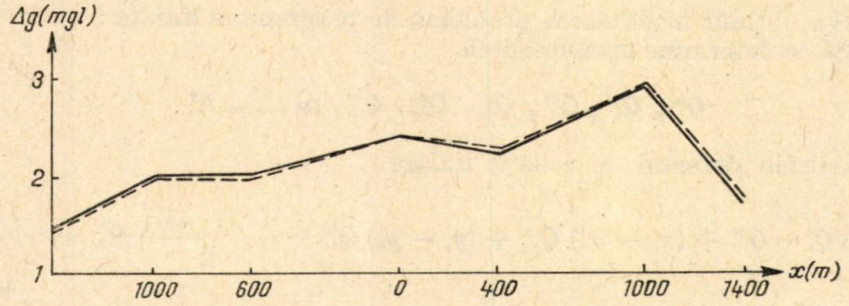


Fig. 2. — Continuarea analitică la nivelul — 50 m ——— Δg, continuat analitic
---------- Δg, calculat la —50 m

În acest capitol vom introduce o altă metodă [4], [5] mult mai simplă, care furnizează derivatele g_{xx}, g_{yy} și $g_{zz} = -(g_{xx} + g_{yy})$.

Modelul matematic. La realizarea modelului matematic a stat ideea aproximării cîmpului măsurat, pe porțiuni mici de teren, cu un polinom de gradul doi.

În acest scop, o hartă conținînd valorile cîmpului gravității se împarte în cercurile mici, astfel ca în fiecare cerc cîmpul să fie aproximativ uniform și reprezentabil prin polinomul $Q\ (x, y)$.

Funcția $Q\ (x, y)$ și toate derivatele sale fiind continue, poate fi dezvoltate în serie Taylor în jurul oricărui punct.

Se alege ca punct în jurul căruia se face dezvoltarea în serie Taylor mijlocul fiecărui cerc notat (x_0^j, y_0^j), $j = 1, \ldots, m$.

Atunci, dezvoltarea funcției $Q\ (x, y)$ în serie se scrie astfel:

$$Q_i^j = Q^{0j} + (x_i - x_0^j)\ Q_x^{0j} + (y_i - y_0^j)\ Q_y^{0j} + \frac{(x_i - x_0^j)^2}{2} Q_{xx}^{0j} +$$

$$+ \frac{(y_i - y_0^j)^2}{2} Q_{yy}^{0j} + (x_i - x_0^j)(y_i - y_0^j)\ Q_{xy}^{0j} + \Delta_i^j,\ i = 1, \ldots, n, \qquad (39)$$

unde indicele „o" indică faptul că $Q(x, y)$ și derivatele sale sînt calculate în centrul fiecărui cerc j. Pentru fiecare cerc se poate scrie un sistem de n ecuații liniare, cu $(n + 6)$ necunoscute (n fiind numărul punctelor dintr-un cerc în care cîmpul este măsurat):

$$Q^{0j},\ Q_x^{0j},\ Q_y^{0j}\ Q_{xx}^{0j},\ Q_{yy}^{0j},\ Q_{xy}^{0j},\ \Delta_1^j,\ \ldots,\ \Delta_n^j.$$

Se pune problema determinării unui polinom de gradul doi, care să aproximeze cît mai bine cîmpul de pe suprafața reală. Matematic, aceasta

se reduce la determinarea acelei suprafețe care minimizează suma valorilor absolute ale deviațiilor, adică

$$\min z = \sum_{i=1}^{n} |\Delta_i|. \tag{40}$$

S-a obținut următoarea problemă de programare liniară :
Să se determine necunoscutele

$$Q^{0j}, Q_x^{0j}, Q_y^{0j}, Q_{xx}^{0j}, Q_{yy}^{0j}, Q_{xy}^{0j}, \Delta_1^j, \ldots, \Delta_n^j$$

care satisfac sistemul de ecuații liniare

$$Q_i^j = Q^{0j} + (x_i - x_0^j) Q_x^{0j} + (y_i - y_0^j) Q_y^{0j} + \frac{(x_i - x_0^j)^2}{2} Q_{xx}^{0j} + \\ + \frac{(y_i - y_0^j)^2}{2} Q_{yy}^{0j} + (x_i - x_0^j)(y_i - y_0^j) Q_{xy}^{0j} + \Delta_i^j \tag{41}$$

și care minimizează funcția liniară

$$\text{minim } z = \sum_{i=1}^{n} |\Delta_i|. \tag{42}$$

SOLUȚIA PROBLEMEI DE PROGRAMARE LINIARĂ ÎN CAZUL DATELOR GRAVIMETRICE

În cazul prelucrării datelor gravimetrice se înlocuiește în modelul prezentat Q cu g.

Se obține ca soluție a problemei programării liniare g_x, g_y, g_{xx}, g_{yy} și deviațiile Δ_i.

Derivata a doua a gravității în raport cu z se calculează cu formula

$$g_{zz} = -(g_{xx} + g_{yy}).$$

Verificare pe un model teoretic. Pentru exemplificare am calculat derivata a doua a gravității în raport cu z, direct și prin metoda prezentată, pentru un cilindru orizontal infinit cu următorii parametri : raza $R = 400$ m, adîncimea axei $a = 700$m, contrastul de densitate $\Delta\rho = 0{,}15$ g/cm^3. Rezultatele sînt prezentate în tabela 4 și figura 3.

Tabela 4

x	0	200	400	800	1 400
valoarea reală $g_{zz} \times 10^{-15}$	585,9	349,6	5,1	−139,4	−51,6
valoarea calculată $g_{zz} \times 10^{-15}$	530	395	6	−132	−55
eroarea ε %	9,6	12,8	18	− 5,7	5,8

Din datele prezentate mai sus rezultă că, în mare, profilul teoretic și cel aproximativ coincid. Diferențele sînt mici, erorile relative fiind cuprinse între $-5{,}7\%$ și -18%. Se remarcă faptul că profilul calculat prin metoda programării liniare are maximul mai mic, în valoare absolută, decît cel teoretic.

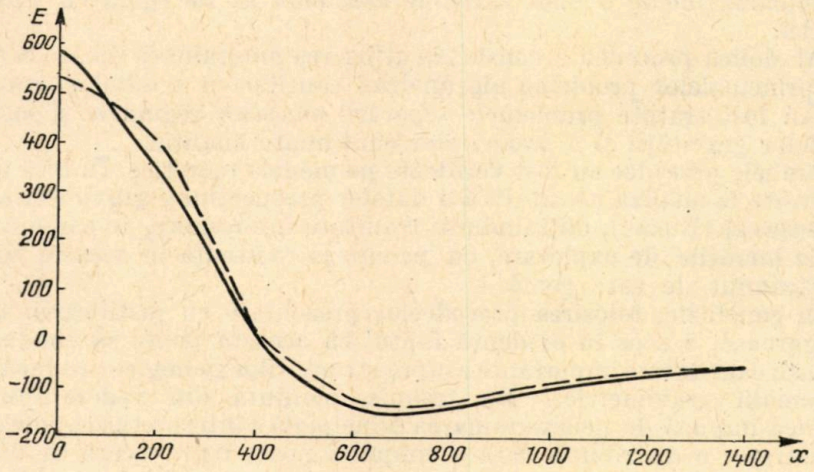


Fig. 3. — Derivata a doua g_{zz} (——— g_{zz} teoretic ------- g_{zz} calculat).

În concluzie, metoda propusă de calculare a derivatei a doua a gravității garantează obținerea unor date nedistorsionate, apte de a fi utilizate în aplicațiile curente.

CONCLUZII

Prospecțiunea gravimetrică a avut o evoluție rapidă de la faza extensivă, caracterizată prin căutarea de anomalii noi în vederea punerii în evidență de structuri necunoscute, la faza intensivă, de exploatare la maximum a rezultatelor obținute într-o regiune dată. Aceasta a impus găsirea unor metode de determinare a unor imagini suplimentare ale anomaliilor, în distribuția altor mărimi caracteristice pentru cîmpul gravității decît cele măsurate, cît și compararea cîmpului măsurat cu cel produs de anumite distribuții de masă în scopul determinării caracteristicilor corpurilor geologice care ar putea produce un cîmp al gravității de tipul celui real.

Pe această direcție se situează și lucrarea de față în care au fost descrise două procedee noi pentru analiza anomaliilor gravimetrice.

Primul procedeu constă în utilizarea metodei Monte Carlo la rezolvarea problemei directe a potențialului. Această problemă importantă a analizei cantitative se reduce la evaluarea unor integrale pe domenii de formă oarecare. Metodele clasice de calculare a efectului gravitațional al unui corp sînt bazate pe două principii : primul constă în împărțirea corpului de formă oarecare în elemente cu formă geometrică bine definită (prisme,

cuburi etc.) pentru care se pot evalua integralele, apoi efectele lor se adună ; al doilea principiu constă în secţionarea corpului cu plane şi aproximarea suprafeţelor obţinute prin poligoane pentru care, de asemenea, se pot evalua integralele, iar, în final, efectele se cumulează. Procedeul prezentat se bazează pe un alt principiu, şi anume pe construirea unui model aleator, astfel încît valoarea medie a unei variabile aleatoare să fie egală cu valoarea integralei.

Al doilea procedeu a constat în utilizarea programării liniare la rezolvarea principalelor probleme ale analizei cantitative a datelor gravimetrice. Au fost tratate problemele separării efectelor regionale şi locale a derivatelor gravităţii şi a anomaliilor continuate analitic.

Ambele procedee au fost verificate pe modele teoretice. În teză ele au fost folosite la analiza cantitativă a datelor prospecţiunii gravimetrice din zona Ruşavăţ (Buzău), obţinîndu-se rezultate interesante, în parte confirmate de lucrările de explorare, cu privire la existenţa în această zonă a unui zăcămînt de sare gemă.

În concluzie, folosirea procedeelor prezentate cu justificarea teoretică riguroasă, a scos în evidenţă faptul că aceasta poate să conducă la informaţii cantitative importante asupra structurilor geologice producătoare de anomalii gravimetrice. Nu trebuie pierdută din vedere limitarea categorică impusă de nedeterminarea principială a interpretării anomaliilor gravimetrice : o distribuţie dată a cîmpului poate fi provocată de diverse distribuţii în subsol ale surselor şi alegerea uneia din acestea ca fiind cea corespunzătoare anomaliei măsurate nu este posibilă pe baze exclusiv gravimetrice, oricare ar fi transformările cărora se supun aceste date. A sublinia acest fapt nu înseamnă a mărturisi imposibilitatea găsirii unei soluţii, ci a pune în evidenţă, pe de o parte, necesitatea unei prelucrări adecvate a datelor de observaţie astfel încît prin imagini complementare să se prindă cît mai multilateral complexitatea anomaliei şi, pe de altă parte, obligaţia unei cît mai ample documentări extragravimetrice, în primul rînd geologice.

Primit la redacţie la 15 mai 1970.

BIBLIOGRAFIE

1. M. Ianăş, D. Zorilescu, *Solution of the direct problem in gravimetry by means of the Monte Carlo method*, Geoexploration, **6**, 245—249 (1968).
2. — *Utilizarea programării liniare la obţinerea anomaliilor regionale şi locale din harta Bouguer*. St. cerc. geol. geofiz. şi geogr., Seria geofizică, **5**, *2*, 245—250 (1967).
3. M. Ianăş, *Calculul filtrelor Strahov*. St. cerc. geol., geofiz. şi geogr., Seria geofizică, **7**, *1*, 91—99 (1969).
4. M. Ianăş, D. Zorilescu, *Determinarea unor derivate ale cîmpurilor potenţiale prin metoda programării liniare*. St. cerc. geol., geofiz. şi geogr., Seria geofizică, **5**, *1*, 133—145 (1967).
5. — *Some applications of the linear programming within gravimetry*, Pure and Applied Geophysics, **72**, *1*, 5—12 (1969).

PROSPECȚIUNEA SEISMICĂ PRIVITĂ DIN PUNCTUL DE VEDERE AL TEORIEI STATISTICE A COMUNICAȚIEI. (I)

DE

VASILE CHIȘCAN

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice, str. Coralilor nr. 20, București

INTRODUCERE

Prospecțiunea seismică este un instrument util societății contemporane, prin serviciile care le aduce la delimitarea zonelor posibil purtătoare de hidrocarburi.

Obiectul principal al seismicianului este mesajul provocat al subsolului, sub formă de unde seismice pe baza cărora, determină formele și raporturile structurale ale sedimentelor din subsol.

În decursul întregii ei existențe și în special în ultimul timp metoda seismică are de luptat cu dificultăți foarte mari care pot fi exprimate cu 2 cuvinte : zgomot și distorsiune. Termenul de zgomot nu este limitat la un tip particular, ci în el se include orice mesaj nedorit în prezența mesajului dorit și anume :

—undele seismice generate de sursă, care se propagă pe alte traiectorii decît cele dorite ;

—undele generate de alte surse ;

—tot ce se adaugă în timpul înregistrării și prelucrării datelor seismice.

Așa cum a fost definit mai sus, zgomotul reprezintă o realitate obiectivă care însoțește mesajul dorit în toate cazurile. De aceea mesajul și zgomotul ocupă un loc central în problemele seismicei și prezintă o excepțională importanță descrierea și reprezentarea lor. Înaintea dezvoltării teoriei statistice a comunicației, abordarea problemelor seismice a fost aproape exclusiv deterministă și pe această bază s-au investigat legile fenomenelor seismologice. Aceste legi acționează precis chiar dacă observațiile asupra cantităților implicate pot fi neprecise.

În decursul anilor s-a făcut mult pentru ameliorarea raportului mesaj dorit — zgomot din operațiile seismice. Astfel, întrucît frecvența dominantă a unei părți a zgomotului este apreciabil diferită de cea a semnalului,

ST. CERC. GEOL. GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM. 8, NR. 2, P. 277–293, BUCUREȘTI, 1970

în faza deterministă a seismicei, în sistemul de înregistrare s-au folosit filtre de frecvență pentru a diminua zgomotul vîntului, undele de suprafață și alte zgomote similare, înaintea înregistrării semnalelor. De asemenea, s-au folosit grupări de surse și receptori pentru a atenua o parte din undele nedorite care aveau același spectru de frecvență.

Tehnologia prospecțiunii seismice care se baza pe filtre electrice și filtre simple de număr de undă s-a dovedit insuficientă pentru noile probleme cerute de practică. Din fericire în deceniul al cinci-lea al secolului nostru, N. Wiener și C. Shannon au pus bazele teoriei statistice a comunicației.

O idee de bază în teoria statistică a comunicației este aceea că mesajul și zgomotul trebuie să fie considerate din punct de vedere statistic și trebuie descrise în acord cu conceptele teoriei probabilității. Altă idee majoră este folosirea analizei armonice generalizate care au permis să se facă legătura dintre descrierea statistică a proceselor întîmplătoare și spectrul lor de putere.

Teoria statistică a comunicației a fost elaborată în vederea rezolvării unora din problemele legate de comunicațiile telefonice, radiofonice, radar etc.

Fiecare din aceste domenii formează un sistem clasic de comunicație și anume:

— sursa de informație;
— canal de transmisie;
— receptor.

Observînd izomorfismul de principiu dintre procesul seismic și celelalte procese de comunicație, un grup de cercetători de la Institutul tehnologic din Massachusetts au adaptat ideile teoriei statistice a comunicației la specificul prospecțiunii seismice.

Problema seismicii de reflecție poate fi modelată sub forma unui sistem complet de comunicație (cu sursă, canal și receptor) cu unele particularități.

Astfel sursa poate fi oricare din numeroasele mijloace de introducere a impulsurilor în subsol. O sursă seismică este caracterizată pe deplin prin forma undei elementare de „intrare". Canalul este reprezentat printr-un sistem stratificat, elastic cu traiectorii multiple prin scoarța terestră iar receptorul constă din traductoarele de oscilații mecanice în oscilații electrice, și din instrumentele de înregistrare.

Acest sistem de comunicație diferă de sistemele convenționale prin faptul că aici scopul nu este transmiterea unui mesaj de la sursă la receptor, ci obținerea unei informații asupra canalului însăși.

În prima parte a acestui referat se vor prezenta problemele de bază ale seismicii de corelație continuă reformulate în termenii teoriei statistice a comunicației. Această reformulare plasează problemele unui domeniu limitat al științei și tehnicii (prospecțiunea seismică), în cadrul mai general al științei comunicației și prin aceasta se pot obține avantaje din folosirea metodelor elaborate deja, și din metodologia de abordare a unei probleme noi.

În partea a doua a referatului se prezintă o încercare originală de dezvoltare a teoriei statistice a seismicei spațiale.

TRECERE ÎN REVISTĂ A UNOR ASPECTE ALE SEISMICII DE CORELAȚIE CONTINUĂ ÎN TERMENII TEORIEI STATISTICE A COMUNICAȚIEI

§. 1. NOȚIUNI

1.1. *Informație.* În accepțiunea curentă cineva ne furnizează o informație dacă ne comunică ceva ce nu știm. Noțiunea de informație este o noțiune de mare generalitate; ea reprezintă o transmitere de știri, un mesaj.

Schimbul de informații este larg răspîndit în natură, între om și om, om și mașină, între mașină și mașină. Toate corpurile din natură, însuflețite sau nu, toate procesele care au loc sînt *surse de informații*. În natură schimbul de informații reprezintă o trăsătură generală.

Pentru studiul schimbului de informații a fost necesară definirea riguroasă a noțiunii de informație. O informație este informație în adevărata accepțiune a cuvîntului numai dacă ea înlătură o nedeterminare. Să presupunem un anumit experiment pentru care sînt posibile mai multe rezultate și nu se cunoaște dinainte rezultatul exact. Aceasta înseamnă că experimentul conține un anumit grad de nedeterminare. Rezultatul experimentului furnizează în acest caz o informație. Evident cu cît este mai mare gradul de nedeterminare, cu atît este mai mare cantitatea de informație obținută.

Geologul este interesat să cunoască prezența și poziția unui număr cît mai mare de strate din subsol. Pentru a-i furniza aceste elemente seismicienii interpretează diferitele fronturi de undă care sosesc la dispozitivul de înregistrare și care conțin date asupra limitelor geologice. Tocmai aceste date reprezintă *informațiile* în prospecțiunea seismică. Informațiile obținute se referă atît la prezența diferitelor limite cît și la anumite proprietăți atașate acestora. Așa, de exemplu, unda reflectată dă informație asupra continuității și poziției în subsol a limitei reflectatoare; amplitudinea undei reflectate dă o altă informație legată de mărimea contrastului acustic al limitei; curbura frontului de undă dă informații despre viteza de propagare în mediul superior limitei; unda difractată informează despre existența unei discontinuități. Așadar, în prospecțiunea seismică se obține prin intermediul diferitelor tipuri de undă, un *ansamblu de informații* referitoare la unele proprietăți geometrice și fizice ale limitelor din adîncime. Pe baza acestor informații seismice, interpretatorul construiește o imagine a subsolului care constituie o *informație geologică*. Prin aceasta se înlătură nedeterminarea existentă înaintea prospecțiunii.

Sînt situații cînd nedeterminarea este ridicată numai parțial, la anumite orizonturi. Înlăturarea întregii nedeterminări, presupune de cele mai multe ori aplicarea altor procedee de înregistrare și prelucrare a datelor seismice.

1.2. *Semnal.* Nici o informație nu poate fi transmisă fără intermediul unui purtător material. Acest purtător al informației se numește semnal. Semnalele sînt foarte diferite (elastice, electromagnetice etc.) și sînt emise de o anumită sursă.

O particularitate esențială a semnalului este *independența informației pe care o poartă față de energia sa.* Este totuși necesar un minim de energie

a semnalului pentru a putea transmite informație. Cantitatea de informație nu se schimbă dacă energia semnalului depășește acest minim. Numai conținutul semnalului și nu energia lui determină cantitatea de informație.

Lucrările de prospecțiune seismică au ca obiectiv obținerea unui maxim de informații care să ajute interpretarea geologică. Semnalele care poartă aceste informații sînt diferite tipuri de unde legate de geologia de adîncime. Din varietatea lor, numai o parte sînt utilizate în practica seismică. Le vom numi pe acestea *unde utile* și ele constituie semnalele seismice. Toate celelalte unde care sosesc la dispozitivul de înregistrare și care interferă cu undele utile reprezintă perturbații. Ele au ca efect mascarea în diverse grade, a semnalelor. Din această cauză se fac încercări pentru a le înlătura, deși și acestea conțin anumite informații.

Rezultă că împărțirea undelor în semnale și perturbații are un caracter convențional și este condiționată de informația care interesează mai mult. De obicei se consideră semnale, undele reflectate. Hodografii acestora, înregistrați pe un profil, se aliniază dînd imaginea unei secțiuni mai mult sau mai puțin verticală a subsolului (secțiune de timp). Toate celelalte unde, în măsura în care perturbă undele reflectate, sînt considerate perturbații. Identificarea undelor perturbatoare este totuși utilă uneori, datorită informațiilor pe care le aduc. Un exemplu tipic în această privință îl constituie undele difractate. Acestea sînt dăunătoare dacă maschează undele reflectate și sînt utile în măsura în care permit localizarea discontinuităților de la care provin (falii, efilări, neomogenități, relief îngropat etc.)

1.3. *Canal de comunicație* reprezintă mediul folosit pentru transmiterea semnalului de la sursă la receptor. Acesta poate fi o pereche de conductori, o bandă de radiofrecvență etc. Procesul seismic folosește drept canal pămîntul. Un semnal generat de exemplu de o explozie este transmis prin canal pe numeroase traiectorii cu multe variații de amplitudine și fază fiind în cele din urmă captat de receptor. Canalul seismic (pămîntul) este generator de redodnanță.

1.4. *Perturbație.* În timpul transmisiei prin canal, semnalul este *deformat* și *contaminat*, în general aditiv, de *perturbații.*

Deformațiile sînt rezultatul unor anumite operații determinate efectuate asupra semnalului în timp ce perturbația efectuează în general modificări statistice asupra semnalului care nu pot fi prevăzute.

Deformările în principiu pot fi corectate printr-o operație inversă, în timp ce modificările produse de perturbații nu pot fi întotdeauna înlăturate, întrucît semnalul nu este supus întotdeauna acelorași modificări.

1.5. *Receptorul* captează semnalul care călătorește prin canal. În cazul prospecțiunii seismice moderne el capătă diferite forme : geofon, banda magnetică, secțiune de timp în diferite etape ale prelucrării etc. Receptorul introduce anumite deformări ale semnalului recepționat.

Pe banda magnetică oscilațiile seismice constau din răspunsul la impuls al subsolului (semnal util) modificat de diferitele filtre care-l influențează, peste care se suprapun diferite filtre componente de zgomot.

Cele de mai sus se pot scrie condensat în relația :

$$g(t) = r(t) \overset{*}{} b(t) + z(t), \tag{1}$$

unde

$g(t)$ este trasa seismică înregistrată la receptor,
$r(t)$ — răspunsul util al subsolului,
$b(t)$ — filtrul de distorsiune care include efectele undei elementare-sursă, atenuarea neelastică, reverberație etc.
$z(t)$ — zgomotul aditiv format din componente ambiante sau generate de sursă.

Ecuația de mai sus reprezintă un model al sistemului seismic și pune în evidență cele două probleme distincte ale seismicii : distorsiunea semnalului și zgomotul.

§ 2. SISTEM TOTAL DE EXPLORARE SEISMICĂ

Reformularea problematicii seismicii în termenii teoriei statistice a comunicației a condus la așa numitul *sistem total de explorare seismică* care constă din trei elemente de bază :

a) Modelarea sistemului seismic pentru analiza soluției problemei explorării seismice pas cu pas.

b) Aplicarea teoriei satistice a comunicației la analiza, înregistrarea și prelucrarea datelor seismice.

c) Folosirea înregistrării și prelucrării numerice a datelor seismice.

Mai jos vom reprezenta schema cibernetică a unui sistem seismic complex (fig. 1).

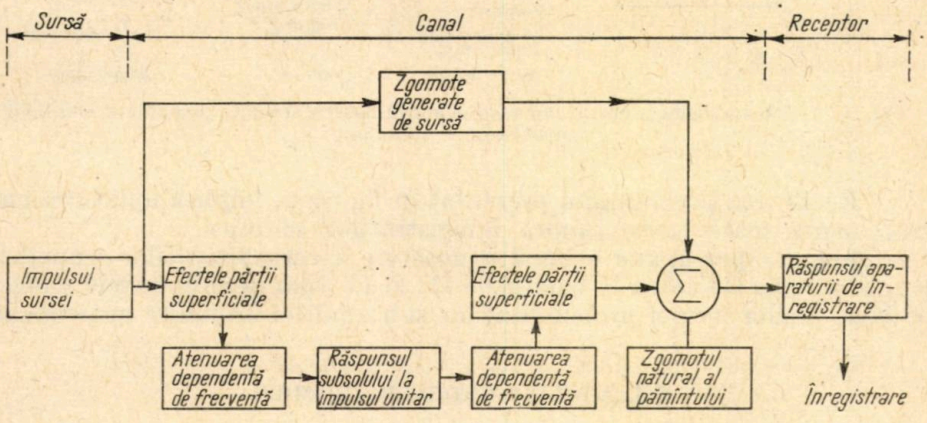


Fig. 1. — Schema cibernetică a unui sistem seismic complex.

Informația utilă, necesară rezolvării problemei explorării o constituie răspunsul subsolului la impuls unitar. Celelalte părți din schemă tind să mascheze informația dorită.

α. Impulsul generat în sursă este o variabilă controlată în mediu locaţiei sursei şi de tipul sursei (dinamită, cădere de greutăţi, Dineseis etc). Aceste variaţii trebuie compensate.

β. Partea superficială este foarte variabilă datorită schimbărilor în gradul de alterare a materialului şi datorită stratificaţiei. În multe cazuri aceste variaţii pot acoperi complet semnalul dorit şi de aceia aceste efecte trebuie reduse.

γ. Zgomotele generate de explozie sînt suprapuse aditiv peste energia care se înapoiază din subsol la suprafaţă şi uneori aceste zgomote pot fi de 100 de ori mai puternice decît semnalul seismic dorit.

δ. Energia care călătoreşte prin subsol este modificată datorită pierderilor prin frecare diferenţiat pentru diversele componente ale spectrului. Acest efect cumulat cu energia multiplu reflectată tinde de asemenea să mascheze informaţia dorită.

Pentru rezolvarea integrală a problemei, trebuie eliminate aceste efecte dăunătoare pas cu pas.

Vom reprezenta aceşti paşi cu operaţiile care trebuiesc realizate asupra datelor înregistrate, în schema logică din figura 2.

Produsul final, reprezintă cea mai bună aproximare a structurii subsolului.

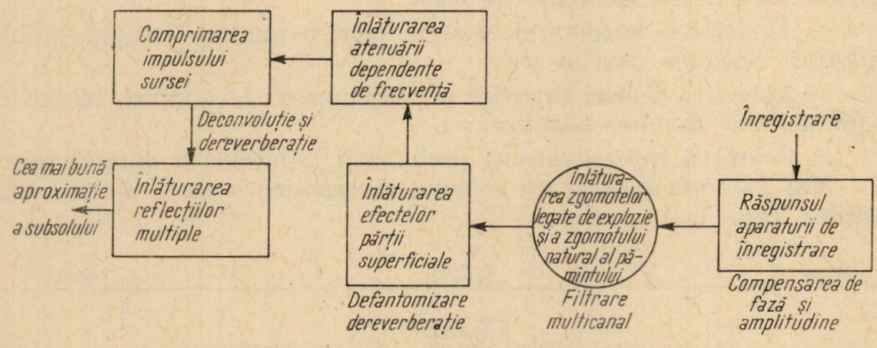

Comprimarea impulsului sursei
Înlăturarea atenuării dependente de frecvenţă
Înregistrare
Deconvoluţie şi dereverberaţie
Cea mai bună aproximaţie a subsolului
Înlăturarea reflecţiilor multiple
Înlăturarea efectelor părţii superficiale
Înlăturarea zgomotelor legate de explozie şi a zgomotului natural al pămîntului
Răspunsul aparaturii de înregistrare
Defantomizare dereverberaţie
Filtrare multicanal
Compensarea de fază şi amplitudine

Fig. 2. — Schema logică a operaţiilor care se aplică datelor seismice pentru cea mai bună aproximare a subsolului.

Realizarea programului prezentat în figura 2, implică aplicarea unor tratamente matematice asupra înregistrărilor seismice.

Aceasta presupune o bună cunoaştere a caracteristicilor semnalelor şi zgomotelor. De aceea în capitolele III şi IV vom descrie undele seismice pe baza ideilor teoriei probabilităţilor şi a analizei armonice generalizate.

§ 3. ANALIZA UNDELOR SEISMICE

Punerea în evidenţă a unei unde utile pe fondul perturbaţiilor şi extragerea sa dintr-o înregistrare cu zgomot sînt problemele de cea mai mare importanţă în seismică, în special în cea de reflecţie. O asemenea extragere este posibilă numai dacă caracteristicile semnalului sînt diferite de cele ale zgomotului. Unele deosebiri sînt imediat observabile (de exem-

plu caracterul de joasă frecvență al undelor de suprafață) altele, de mai mare finețe, se evidențiază numai folosind o reprezentare matematică. Analiza armonică generalizată constituie un instrument foarte potrivit atît pentru analiza undelor organizate (fie ele semnale sau perturbații), cît și pentru zgomotul întîmplător.

3.1. *Unde organizate.* În cele ce urmează ne referim la o *undă plană* care se propagă în lungul liniei de observație r cu viteza V_a, amortizîndu-se cu distanța. Pentru dispozitivele folosite în practica prospecțiunii seismice, această schematizare este apropiată de realitate, mai ales în cazul undelor reflectate de la limite adînci.

Cu precizările făcute, orice undă seismică poate fi reprezentată de o funcție matematică $q(t, r)$ de forma:

$$q(t, r) = a(r).s\left(t \pm \frac{r}{V_a}\right). \tag{1}$$

α. Funcția $s\left(t \pm \frac{r}{V_a}\right)$ reprezintă o oscilație în timp care se propagă *fără a-și modifica* forma, în lungul liniei de observație cu viteza V_a. Această ipoteză este simplificatoare, întrucît forma oscilației depinde de particularitățile fizico-geometrice ale canalului prin care se propagă unda (atenuare, dispersie, stratificație). În general, oscilația are un număr limitat de maxime și minime și o durată de cca 20 — 100 ms. Diferitele unde se deosebesc între ele, mai mult sau mai puțin, ca formă de variație în timp. Semnul plus din relația (1) indică o undă care se apropie de originea liniei de observație iar semnul minus, o undă ce se depărtează.

β. Funcția $a(r)$ exprimă gradul de amortizare a undei cu distanța. Astfel, dacă unda nu se amortizează $a(r) = 1$, iar dacă unda se amortizează, $a(r)$ este aproximativ de forma unui clopot, cu atît mai îngust cu cît amortizarea este mai rapidă. În general forma ei depinde de o serie de factori (variația coeficientului de reflecție cu distanța, schimbări fizico-geometrice în pachetele de deasupra limitei cu distanța, influența aparaturii de înregistrare etc.), care o fac să se schimbe cu distanța într-un mod destul de complicat, greu de precizat. Pentru a arăta că funcția $a(r)$ nu include numai amortizarea propriu-zisă a amplitudinii cu distanța ci toți factorii care contribuie la schimbările amplitudinii, convenim să ne referim la ea ca *funcția de coerență a amplitudinii.*

Să studiem caracteristicile spectrale ale funcției $q(t, r)$. Spectrul $\overline{Q}(f, k)$ al funcției $q(t, r)$ este:

$$\overline{Q}(f, k) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} q(t, r)\, e^{-2\pi j(ft + kr)}\, dt\, dr. \tag{2}$$

Înlocuind în (2) relația (1) și separînd variabilele se obține:

$$\overline{Q}(f, k) = \int_{-\infty}^{\infty} s\left(t \pm \frac{r}{V_a}\right) e^{-2\pi jft}\, dt \int_{-\infty}^{\infty} a(r)\, e^{-2\pi jkr}\, dr.$$

Făcînd schimbarea de variabilă

$$\theta = t \pm \frac{r}{V_a}, \quad d\theta = dt,$$

rezultă :

$$\overline{Q}(f, k) = \int_{-\infty}^{\infty} s(\theta)\, e^{-2\pi j f \theta}\, d\theta \int_{-\infty}^{\infty} a(r)\, e^{\pm 2\pi j \frac{f}{V_a} r}\, e^{-2\pi j k r}\, dr.$$

Prima integrală reprezintă spectrul de frecvență al undei. El este determinat numai de forma în timp a acesteia. Cea de a doua integrală reprezintă transformata Fourier a funcției $a(r)\, e^{\pm 2\pi j \frac{f}{V_a} r}$ în domeniul variabilei k. Spectrul acestei funcții este : $A\left(k \pm \frac{f}{V_a}\right)$.

El se obține din spectrul $A(k)$ al funcției $a(r)$ printr-o translație în lungul axei k cu mărimea $\pm \frac{f}{V_a}$.

Variabila k are dimensiunea $[L^{-1}]$. Aceeași dimensiune o are și mărimea $\frac{f}{V_a}$. Într-adevăr, înlocuind frecvența prin perioadă se poate scrie :

$$\frac{f}{V_a} = \frac{1}{T} \cdot \frac{1}{V_a} = \frac{1}{\lambda_a} = k_a. \tag{3}$$

În această relație λ_a este *lungimea de undă aparentă* iar k_a numărul de undă aparent. Deosebirea dintre k și k_a este următoarea : k reprezintă variabila curentă, iar k_a anumite valori ale acesteia, determinate de frecvențele în care este conținut spectrul undei și de viteza ei aparentă.

Prin urmare, spectrul $Q(f, k)$ al funcției $q(t, r)$ este :

$$\overline{Q}(f, k) = \overline{S}(f) \cdot \overline{A}(k \mp k_a), \tag{4}$$

unde $\overline{S}(f)$ este spectrul de frecvență al undei, iar $\overline{A}(k \pm k_a)$ spectrul în număr de undă al funcției $a(r)$.

γ. Făcîndu-se analiza spectrală, s-a constatat că, pentru majoritatea undelor de pe înregistrările seismice, spectrele de frecvență au forma unei cupole al cărui maxim se situează între 20 — 80 Hz. În unele cazuri există și maxime secundare la frecvențe mai înalte și uneori la frecvențe mai joase decît frecvența maximului principal, însă ca valoare maximele secundare sînt mult mai mici.

Analiza spectrală a arătat că :

— undele superficiale au maximul spectrului în domeniul frecvențelor joase (8 — 20 Hz);

— undele reflectate, difractate, refractat-reflectate, multiplu reflectate de la adîncimi medii, au maximul spectrului în domeniul frecvențelor medii (25 — 70 Hz);

— s-a observat că de obicei maximul spectrului acestor tipuri de undă se deplasează spre frecvențele mai joase odată cu creșterea timpului de sosire;

— nu se constată în impulsurile seismice frecvențe care să depășească circa 200 Hz (absorbția componentelor de înaltă frecvență este foarte puternică).

Să analizăm acum spectrul în număr de undă în 2 cazuri particulare.

3.1.1. *Cazul unei unde cu coerență perfectă.* În acest caz funcția de coerență este o constantă cu distanță, $a(r) = 1$. Spectrul în număr de undă al acestei funcții este un impuls unitar

$$\overline{A}(k, k_a) = \delta(k \mp k_a) \tag{5}$$

care există numai pentru $k = \pm k_a = \pm \frac{f}{V_a}$.

Prin urmare spectrul $\overline{A}(k \mp k_a)$ este conținut într-o suprafață perpendiculară pe planul (f, k). Intersecția acestei suprafețe cu planul (f, k) are ecuația $f = \pm V_a k$.

Dacă mediu este nedispersiv (V_a nu depinde de frecvență) această relație reprezintă ecuația unei drepte al cărei coeficient unghiular este viteza aparentă (fig. 3).

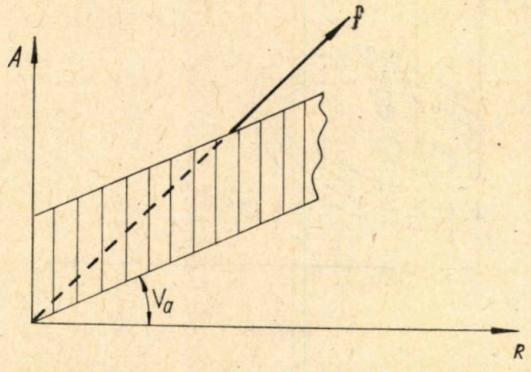


Fig. 3

3.1.2. *Cazul unei unde cu un anumit grad de coerență.* Să considerăm funcția de coerență dată sub forma unui clopot

$$a(r) = e^{-\beta^2 r^2}, \tag{6}$$

unde ß caracterizează gradul de coerență (valoare mare pentru β, înseamnă coerență slabă)

Spectrul în număr de undă al acestei funcții este :

$$\overline{A}(k) = \int_{-\infty}^{\infty} a(r)\, e^{-2\pi jkr}\, dr = \int_{-\infty}^{\infty} e^{-\beta^2 r^2} \cdot e^{-2\pi jkr}\, dr. \tag{7}$$

După rezolvarea acestei integrale se obține :

$$\overline{A}(k \mp k_a) = \frac{\sqrt{\pi}}{\beta}\, e^{-4\pi^2\left(\frac{k \mp k_a}{2\beta}\right)^2}. \tag{8}$$

Spectrul $\overline{A}(k \mp k_a)$ se întinde în tot planul (cînd $k \to \infty$, $A(k + k_a) \to 0$).

Făcînd produsul indicat de relația (4), și luînd modulul se obține o suprafață pentru $Q(f,k)$ asemănătoare cu cea din figura 4.

Să urmărim cum influențează coerența și viteza aparentă energia undei în planul (f,k) ?

a) Pentru un $S(f)$ și un V_a fixate, se remarcă :

— dacă coerența este perfectă, $a\,(r) = 1$, domeniul ocupat de spectrul $Q(f,k)$ este reprezentat de un segment de dreaptă al cărei coeficient unghiular este V_a și întreaga energie a undei este conținută într-un plan perpendicular pe planul (f,k) (vezi fig.3) ;

— dacă coerența nu este perfectă, domeniul ocupat de $Q(f,k)$ este cu atît mai larg cu cît coerența este mai slabă (8).

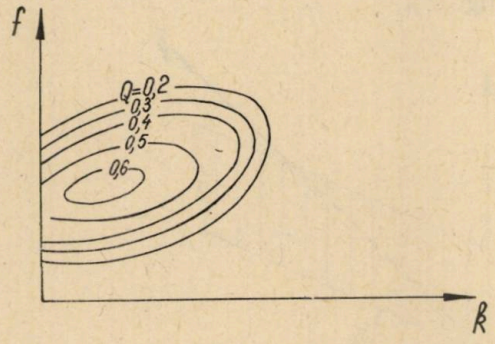


Fig. 4

În concluzie, pentru un $S(f)$ și un $a(r)$ date, cu cît viteza aparentă a undei este mai mică cu atît spectrul acesteia ocupă un domeniu mai apropiat de axa k. Două unde care au $S(f)$ și viteze aparente, asemănătoare vor ocupa domenii care se vor suprapune cu atît mai mult cu cît coerența este mai slabă și se vor separa destul de puțin.

3.2. *Unde neorganizate* (*zgomot aleator*). Prin zgomot întîmplător, în prospecțiunea seismică, se înțelege nenumăratele unde cu viteze aparente diferite, cu frecvențe diferite, cu faze diferite și cu moduri de vibrație

diferite, provenind de la neregularități geometrice și schimbări de impedanțe acustice distribuite întîmplător în subsol, de la agitația solului provocate de vînt, instalații industriale, curgerea apelor etc. Datorită modificărilor mari pe care le prezintă de la punct la punct aceste unde suprapuse dau un zgomot complex cu caracter întîmplător. Acest zgomot se încadrează în clasa funcțiilor staționare ergodice.

Fie $g(t,r)$ funcția care reprezintă zgomotul, ca și în cazul undelor organizate vom studia reprezentarea spectrală a acestei funcții. Fie $N(k,f)$ spectrul de putere al ei. Pentru a-l determina se folosește funcția de autocorelație a zgomotului. Funcția de autocorelație bidimensională este dată de relația :

$$\Phi(\tau, \rho) = \lim_{\substack{T\to\infty \\ R\to\infty}} \frac{1}{2T} \frac{1}{2R} \int_{-T}^{+T} \int_{-R}^{+R} g(t, r)\, g(t + \tau, r + \rho)\, dt dr. \tag{9}$$

Să calculăm corelația dintre oscilația în timp, corespunzătoare punctului r și cea a punctului $r + \rho$.

$$\Phi_{r,r+\rho}(\tau) = \lim_{T\to\infty} \frac{1}{2T} \int_{g} (t, r)\, g(t + \tau, r + \rho)\, dt. \tag{10}$$

Experiența a arătat că valoarea funcției $\Phi_{r,r+\rho}(\tau)$ scade în general cu distanța ρ după o lege exponențială adică :

$$\Phi_{r,r+\rho}(\tau) = \Phi_r(\tau)\, e^{-2\pi\gamma\rho} \tag{11}$$

în care γ este o mărime ce caracterizează viteza de scădere a coerenței cu distanța. Această scădere se explică prin modificarea importantă ce survine în fronturile de undă și evident, depinde de zonă.

Înlocuind (11) în (9) se obține :

$$\Phi(\tau, \rho) = \lim_{R\to\infty} \frac{1}{2R} \int_{-R}^{R} \Phi_r(\tau)\, e^{-2\pi\gamma\rho}\, dr. \tag{12}$$

Făcînd medierea funcțiilor de autocorelație pentru toate valorile lui r se găsește

$$\Phi(\tau, \rho) = \Phi(\tau) \cdot e^{-2\pi\gamma\rho}. \tag{13}$$

În această relație $\Phi(\tau)$ reprezintă media pe distanța $2R$ a funcțiilor de autocorelație în timp și este o particularitate a zonei.

Să calculăm spectrul de putere al zgomotului:

$$N(f,\ k) = \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} \Phi(\tau,\ \rho)\, e^{2\pi j(f\tau + k\rho)}\, d\tau d\rho =$$

$$= \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} \Phi(\tau)\, e^{-2\pi\gamma\rho} \cdot e^{-2\pi j(f\tau + k\rho)} \cdot d\tau \cdot d\rho =$$

$$= \int_{-\infty}^{\infty} \Phi(\tau)\, e^{-2\pi jf\tau}\, d\tau \int_{-\infty}^{\infty} e^{-2\pi\gamma|\rho|} \cdot e^{-2\pi jk\rho}\, d\rho.$$

Se observă că

$$N(f,\ k) = R(f) \cdot \Gamma(k,\ \gamma), \tag{14}$$

unde:

$$R(f) = \int_{-\infty}^{\infty} \Phi(\tau)\, e^{-2\pi jf\tau}\ d\tau \tag{15}$$

$$\Gamma(k,\ \gamma) = \int_{-\infty}^{\infty} e^{-2\pi\gamma|\rho|}\, e^{-2\pi jk\rho}\, d\rho. \tag{16}$$

Integrînd (16) se găsește:

$$\Gamma(k,\ \gamma) = \int_{-\infty}^{0} e^{2\pi\gamma\rho}\, e^{-2\pi jk\rho}\, d\rho + \int_{0}^{\infty} e^{-2\pi\gamma\rho} \cdot e^{-2\pi jk\rho}\, d\rho$$

adică

$$\Gamma(k,\ \gamma) = \frac{\gamma}{\pi(\gamma^2 + k^2)}. \tag{17}$$

δ. Spectrul de putere în frecvența $R\ (f)$ dat de (15) se întinde cu atît mai mult în frecvență cu cît funcția de autocorelație medie $\Phi\ (\tau)$, este mai îngustă adică cu cît zgomotul prezintă coerență mai slabă.

ε. Spectrul în număr de undă $\Gamma\ (k,\ \gamma)$ dat de (16) depinde de parametrul γ și descrește cu creșterea lui k. (fig. 5). Cu cît γ este mai mare (coerență slabă) cu atît funcția $\Gamma\ (k,\ \gamma)$ scade mai lent cu k și se distribuie mai uniform în planul $(f,\ k)$.

Prin urmare, spectrul de putere $N\ (f,\ k)$ din relația (14) se întinde cu atît mai mult în planul $(f,\ k)$ cu cît zgomotul prezintă o coerență mai slabă.

În figura 6 se arată reprezentarea grafică a curbelor de nivel ale spectrului lui $N\ (f,\ k)$ pentru un $R\ (f)$ arbitrar.

Observații. Analiza dezvoltată în acest capitol stă la baza proiectării tehnologiei de teren și de prelucrare modernă care au ca obiectiv reducerea

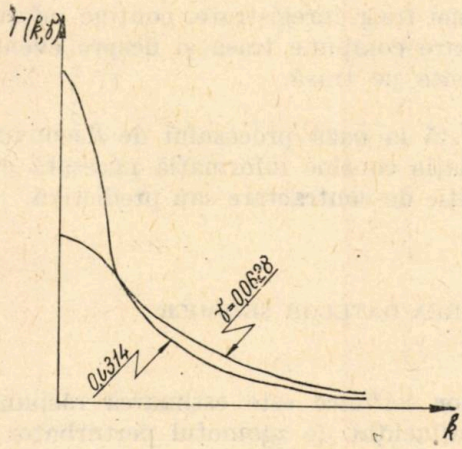


Fig. 5

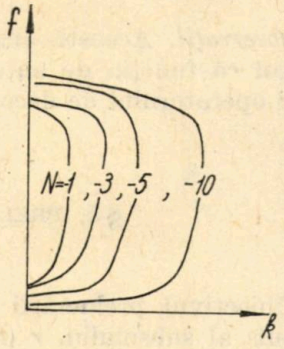


Fig. 6

influenței zgomotului datorat undelor organizate sau aleatoare. Estimarea lui se poate face simplu cu ajutorul unei analize optice în lumina coerentă sau prin prelucrarea cu ajutorul calculatorului a unor înregistrări special proiectate.

§ 4. ANALIZA TRASELOR SEISMICE

O trasă seismică poate fi considerată, în absența zgomotului ambiant și a zgomotului legat de sursă, ca fiind obținută din convoluția dintre o funcție aleatoare staționară necorelată $r\ (t)$, (funcția de reflectivitate a subsolului) și o formă de undă stabilizată, $b\ (t)$ adică

$$f(t) = r\ (t) \ast b\ (t) \tag{1}$$

Este remarcabil că în acest caz, funcția de autocorelație a funcției $f\ (t)$ coincide cu funcția de autocorelație a funcției $b\ (t)$ adică :

$$\int f(t + \tau) \cdot f(t)\, \mathrm{d}t = \int b(t + \tau)\, b(t)\, \mathrm{d}t. \tag{2}$$

Explicația acestui rezultat este faptul că : zgomotul alb este *distrus* în procesul de mediere pe care îl reprezintă operația de obținere a funcției de autocorelare. Ceea ce se conservă este forma de undă $b\ (t)$.

Dacă mediul stratificat are o structură propice formării reverberaţiilor sau fantomelor atunci partea asociată fiecărui element al funcţiei $r\ (t)$ este un tren de forme de undă, de întîrziere minimă deoarece coeficienţii de reflecţie sînt subunitari. De aceea rezultatul autocorelării unei trase va fi autocorelarea acestui tren de forme de undă.

În acest fel autocorelaţia unei trase înregistrate, conţine informaţii despre forma undei elementare care compune trasa şi despre eventuale fenomene de multiplicitate prezente pe trasă.

Observaţii. Această analiză stă la baza procesului de deconvoluţie în sensul că funcţia de autocorelaţie conţine informaţia necesară determinării operatorului de deconvoluţie de contractare sau predictivă.

§ 5. PRELUCRAREA DATELOR SEISMICE

Obiectivul prelucrării datelor seismice este estimarea răspunsului la impuls al subsolului, $r\ (t)$ neinfluenţat de zgomotul perturbator $f\ (t)$ şi de distorsiunea $b\ (t)$ a semnalului.

Un dispozitiv de prelucrare ideal, constă dintr-o unitate în care se introduc datele de teren şi din care iese semnalul dorit (fig. 7).

Deşi un asemenea dispozitiv ar fi de dorit, el nu se poate realiza atîta vreme cît există zgomot la intrare. S-ar putea atinge realizări cît mai apropiate posibil de un asemenea ideal, dacă se măreşte efortul la recepţionarea şi prelucrarea datelor. Astfel dacă efortul este justificat de importanţa economică a obiectivului urmărit, s-ar putea pune problema recepţionării datelor cu aparatura cu gama dinamică mare şi cu număr mare de canale, fără filtru în număr de undă, urmînd să se aplice diverse prelucrări ulterioare bazate pe analiza individuală a canalelor înregistrate.

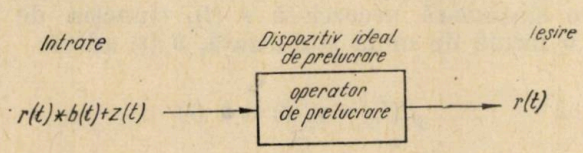


Fig. 7. — Dispozitiv ideal de prelucrare.

Pentru majoritatea obiectivelor geologice acestea pot fi puse în evidenţă adecvat, fără a se îndepărta tot zgomotul şi toată distorsiunea.

5.1. *Filtrare optimală monocanal.* Prin filtrare optimală monocanal se înţelege operaţia care se realizează cu un filtru care are o singură intrare şi o singură ieşire şi care este proiectat pe baza unui criteriu de optimizare care are ca obiectiv cea mai bună estimare a informaţiei dorite, $r'\ (t)$.

Schematic se poate reprezenta ca în figura 8.

Funcția $W(t)$ reprezintă funcția pondere a filtrului optim.

Proiectarea unui filtru optimal este dependentă de criteriul de optimizare adoptat. Evident corespunzător diferitelor criterii de optimizare posibile de imaginat se poate obține o clasă de funcții $\{W(t)\}$. Este remarcabil că performanțele realizate de mulțimea funcțiilor $\{W(t)\}$ obținute

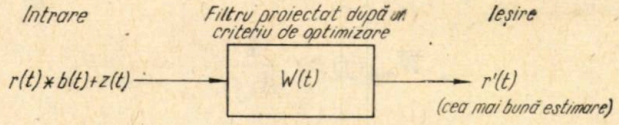


Fig. 8. — Filtru proiectat după un criteriu de optimizare.

pe baza diferitelor criterii de optimizare sînt destul de apropiate. De aceea dacă se obține o funcție $W(t)$ din clasa $\{W(t)\}$ este suficient pentru a realiza o prelucrare optimală. În aceste condiții, evident, se va alege un criteriu de optimizare care are anumite avantaje și anume acela care conduce la cele mai mici complicații de calcul. Expresia „cele mai mici complicații de calcul" este relativă deoarece în realitate oricare criteriu de optimizare conduce la mari dificultăți practice de calcul. Totuși un criteriu, ales de Wiener, are avantajul că, conduce la o serie de funcții care asigură legarea aspectului determinist și probabilist al funcției de filtrat. Acest criteriu caută să facă minimă media pătratului semnalului — eroare adică :

$$\frac{1}{2T}\int_{-T}^{T}[r'(t)-r(t)]^2\,dt = \text{minim.} \tag{1}$$

Filtrul care minimizează relația (1) reprezintă filtrul optim și pentru că are la bază un criteriu de optimizare folosit de Wiener se mai numește și filtrul Wiener. Acest filtru, în domeniul frecvenței, are următoarea caracteristică :

$$\overline{W}_{opt.}(f) = \frac{R(f)\cdot\overline{B}^*(f)}{R(f)\cdot\overline{B}(f)\cdot\overline{B}^*(f)+Z(f)}, \tag{2}$$

unde :

$R(f)$ este spectrul de putere al informației dorite,
$\overline{B}(f)$ — spectrul complex al filtrului de distorsiune,
$\overline{B}(f)^*$ — conjugata complexă a lui $\overline{B}(f)$,
$Z(f)$ — spectrul de putere al zgomotului.

Filtrul $\overline{W}_{opt}(f)$ aplicat datelor seismice va da *cea mai bună ieșire.*

În continuare vom examina cîteva cazuri particulare pentru a arăta importanța pe care o au diverși factori asupra structurii caracteristicii $W_{opt}(f)$ precum și ce acțiune are un filtru optimal monocanal asupra datelor seismice.

5.1.1. *Cazul unui raport semnal-zgomot aleator mare.* Dacă raportul semnal-zgomot este foarte bun pentru frecvențele din banda de frecvență seismică ce prezintă interes, atunci filtrul optim se apropie de un filtru invers.

$$\overline{W}_{opt}(f) \approx \frac{1}{\overline{B}(f)}. \tag{3}$$

Într-adevăr, deoarece în acest caz raportul $\frac{Z(f)}{R(f)} << 1$, ecuația (2) devine:

$$\overline{W}_{opt}(f) = -\frac{\overline{B}^*(f)}{\left[\overline{B}(f)\cdot\overline{B}^*(f) + \frac{Z(f)}{R(f)}\right]} \approx \frac{1}{B(f)}.$$

Acest filtru va acționa practic pentru înlăturarea distorsiunii.

Deci dacă zgomotul este foarte mic, el poate fi neglijat iar distorsiunea semnalului poate fi compensată prin aplicarea unui filtru invers adecvat.

5.1.2. *Cazul unui raport semnal-zgomot mic.* În acest caz, filtrul optim se poate exprima aproximativ sub forma:

$$\overline{W}_{opt}(f) \approx \frac{R(f)}{Z(f)}\overline{B}^*(f). \tag{4}$$

Într-adevăr, în acest caz $\frac{Z(f)}{R(f)} >> 1$

și ecuația (2) poate fi scrisă:

$$\overline{W}_{opt}(f) = -\frac{\overline{B}^*(f)}{\left[\overline{B}(f)\cdot\overline{B}^*(f) + \frac{Z(f)}{R(f)}\right]} \approx \frac{R(f)}{Z(f)}\overline{B}^*(f).$$

Relația (4) arată, că în acest caz filtrul optim este un filtru al cărui răspuns este conjugatul filtrului de distorsiune la scara dată de raportul semnal-zgomot. Cînd se aplică datelor seismice, acest filtru anulează perfect orice distorsiune de fază a semnalului provocată de $\overline{B}(f)$, însă distorsiunea de amplitudine nu va fi corectată din cauza raportului semnal-zgomot scăzut.

5.1.3. *Cazul lipsei de distorsiune.* În acest caz ecuația 2 se simplifică și capătă forma :

$$W_{opt}(f) = \frac{R(f)}{R(f)+Z(f)}. \tag{5}$$

Se observă că în banda de frecvență în care spectrul de putere al zgomotului este nul, filtrul optim $W_{opt}(f)$ are amplitudinea 1.

În domeniul în care spectrul de putere al informației dorite este nul, filtrul optim $W_{opt}(f)$ are amplitudinea nulă. În domeniul în care cele 2 spectre de putere sînt de zero, filtrul optim variază conform ecuației (5). Această analiză arată că filtrul optim monocanal *suprimă frecvențele cu un slab raport semnal-zgomot.*

5.2. *Filtrarea optimală multicanal.* Prin filtrare optimală multicanal se înțelege operația care se realizează cu un dispozitiv care are mai multe intrări și o singură ieșire, proiectat pe baza unui criteriu de optimizare și care are ca obiectiv „cea mai bună" îmbunătățire a raportului semnal-zgomot. Pentru a realiza acest deziderat, fiecare intrare este filtrată diferit, conform structurii datelor de intrare respective.

α. Dacă zgomotul este necorelabil între canale, filtrele se reduc la niște constante și aparatura multicanal de prelucrare se reduce la un simplu sumator. Ameliorarea raportului semnal-zgomot care se obține poate fi evaluată prin mărimea $\sqrt{n}$.

β. Dacă zgomotul este corelabil între canale, atunci cele n filtre vor avea răspunsuri diferite și se pot opține ameliorări ale raportului semnal-zgomot mai mari decît $\sqrt{n}$.

Primit la redacție la 5 iunie 1970

BIBLIOGRAFIE

Weiner N., *The extrapolation and Smoothing of stationary Time.* Series John Wiley Inc., New York (1949).

Burg S. P., *Tree Dimensional Filtering with an Array of Seismometers.* Geophysics, **29**, 5, Oct. (1964).

Bode H. W., Shannon C. E., *A Simplified Derivation of Linear least Squer Smothing and Prediction Theory.* IRE Procedings **38**, (1950).

Robinson E. A., *Mathematical development of discrete filters for the detection of nuclear explosions.* Journ., Geoph. Res., **68**.

Wainstein A. L., Zubakov D. V., *Extraction of signals from noise.* Prentice—Hall, Inc., (1962).

Robinson E. A., *Multichannel Time-Series Analisys with Digital Computers Programs.* Holden — Day, (1967).

Wiggins A. R., Robinson E. A., *Recursive solution to the multichannel filtering problem.* Jour. Geoph, Res., **70**, 8, April (1965).

Robinson E. A., *Predictive decomposition of time series with application to seismic exploration.* Geoph. **XXXII**, 3 (1967).

Shannon E. C., *Communication in the Presence of Noise.* Proc. IRE (1959).

Raisbeck Gordon, *Information Theory.* MIT, 1963.

Pierce S. R., *Symbols, Signals and Noise.* Harper, New York (1961).

Robinson E. A., *Statistical communication and detection with special reference to digital data processing of radar and seismic signals.* Griffin, London, 1967.

Lee Y. W., *Statistical theory of communication.* John Wiley, New York, 1960.

Robinson E. A., *Random wawavelets and cybernetic systems.* Griffin, London, 1961.

PARTICULARITĂȚI ALE PROSPECȚIUNII SEISMICE MARINE. (I)

DE

VALERIU VARODIN

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice str. Coralilor, nr. 20 București

§ 1. INTRODUCERE

Necesitatea creșterii rezervelor de hidrocarburi ale globului a îndreptat cercetările geologilor petrolişti spre suprafețele acoperite cu apă și, în primul rînd, spre platformele continentale.

Aceste preocupări sînt susținute de perspectivele pe care le deschid marile suprafețe subacvatice de aproape 70% din suprafața globului. Dacă se ia în considerație numai suprafața platoului continental, accesibil stadiului actual al tehnicii, cuprinsă între cota 0 și —200 m, se estimează o suprafață de $27{,}5 \cdot 10^6$ km², adică 7,6% din suprafața oceanelor sau 18% din suprafața uscatului. Admițînd că din această suprafață numai $10 \cdot 10^6$ km² oferă perspective petrolifere favorabile, aceasta ar reprezenta 18% din suprafața bazinelor sedimentare emerse.

Acest nou domeniu de cercetare geologică, prin mijloace geofizice, a impus preocupări susținute de adaptare și perfecționare tehnică a metodelor geofizice la lucru în zone acoperite cu apă.

Din datele publicate în literatura de specialitate, rezultă că în prezent, ca urmare a acestor cercetări, 16% din producția mondială de țiței este asigurată de zăcămintele marine.

Comparînd procentajul de producție cu cel al suprafețelor estimate, se admite că mai rămîne încă un loc important pentru descoperiri pe mare.

Costul ridicat al lucrărilor de foraj pe mare, de zece ori mai mare decît cel de pe uscat, precum și dificultățile legate de obținerea informațiilor geologice prin observații directe, necesită o cercetare geofizică marină prealabilă pentru detectarea și conturarea cît mai precisă a structurilor submarine cu perspective pentru hidrocarburi.

Dintre metodele geofizice care s-au impus și s-au adaptat la lucru pe mare pe primul loc se află metoda seismică de reflexie.

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM 8, NR. 2, P. 295–369, BUCUREȘTI, 1970

Seismica marină, adaptată și perfecționată ca o metodă de lucru „în mers", cu tehnici de generare, înregistrare și poziționare bine puse la punct, precum și cu un sistem complex de prelucrare a informațiilor, prin volumul mare de date ce-l furnizează a stat și stă la baza cercetării platformelor continentale.

De la primele lucrări seismice marine efectuate acum treizeci de ani în Lacul Maracaibo din Venezuela, activitatea seismică marină a crescut continuu, ajungînd în anul 1965 la un număr de 846 echipe luni reprezentînd 10% din activitatea seismică totală.

Tehnica numerică de înregistrare și prelucrare a datelor seismice marine a dat rafinament și noi perspective în cercetarea platformelor continentale.

§ 2. GENERALITĂȚI PRIVIND PROSPECȚIUNEA SEISMICĂ MARINĂ

Stratul de apă, în care, sau în vecinătatea căruia se efectuează generarea și înregistrarea undelor seismice, comandă toate particularitățile lucrărilor de prospecțiuni pe mare. Aceste particularități sînt prezente în toate fazele prospecțiunii și în ultimă instanță determină tehnologia, randamentul și calitatea lucrărilor.

2.1. Prezența mediului superior omogen cu proprietăți definite

Stratul de apă determină omogenitatea condițiilor de generare și recepție pe toată suprafața de prospectat fapt ce conduce la o calitate superioară a materialului seismic.

Corecțiile de suprafață și altimetrice sînt foarte simplificate prin acest echivalent simplu al zonei de viteze mici.

Undele parazite, cunoscute în seismica terestră, sînt reduse la o undă directă de compresiune. Undele transversale neputîndu-se propaga, înregistrările sînt lipsite de unde de suprafață și transversale provenite de la reflexii profunde.

Vitezele de propagare ale sunetului în apă variază funcție de temperatura, salinitatea și grosimea stratului de apă.

Absorbția undelor în stratul de apă este redusă, de ordinul 10^{-4} decibeli pe lungimea de undă față de cîțiva decibeli în sedimentar.

Posibilitatea variației adîncimii la care se amplasează detectorii seismici permite favorizarea anumitor frecvențe și modificarea nivelului de zgomot.

Stratul de apă cuprins între două limite cu impedanțe acustice mari se comportă, în anumite condiții, ca o capcană pentru energia seismică generată în el, dînd naștere fenomenului nedorit de „reverberație marină".

În cazul folosirii adîncimii de explozie necorespunzătoare pentru generarea undelor în apă, ia naștere un fenomen supărător, echivalent cu emisiuni succesive de energie cunoscut sub numele de „efect de bulă".

2.2. Condiții de deplasare la suprafața apei

Prezența stratului de apă a impus folosirea vapoarelor special amenajate care au permis adaptarea seismicii la operații continui „în mers". Regularitatea lucrului și automatizarea operațiilor au permis realizarea unor lucrări de calitate și a unor randamente ridicate la prețuri relativ scăzute. Aceste avantaje pot fi frînate de factorul meteorologic care poate merge pînă la a face lucru imposibil pe o perioadă îndelungată (10—15 zile pe lună). Pe de altă parte, manevrarea pe mare nu are ușurința și măestria presupusă; inerția navelor este importantă. Ele sînt supuse la puternice solicitări din partea valurilor, curenților, vînturilor, apărînd dificultăți mari în menținerea unei anumite direcții.

2.3. Localizarea măsurătorilor

Problemele ridicate de localizarea măsurătorilor reprezintă o sursă importantă de dificultăți în desfășurarea lucrărilor. Poziția cablului cu detectori în raport cu vasul pe care se găsește sistemul de orientare este puțin precizată. Cablul cu hidrofoane urmează în spatele vasului o curbă neregulată și variabilă al cărei azimut mediu în raport cu axul profilului poate depăși 30°.

Adîncimea apei nu este întotdeauna măsurată în direcția înregistrării și ea rămîne afectată de o eroare datorată valurilor, mareelor și mișcării vasului care poartă sonda acustică.

Viteza navei este necunoscută. Ea se deduce după calculul de raportare a poziției ocupate de navă în două momente succesive; dar, afectate de curenți și vînt, această viteză în raport cu fundul marin poate să varieze pentru același număr de ture de motor, de la simplu la dublu.

Dacă la acestea se adaugă și erorile introduse de sistemele de radionavigație folosite, se poate avea o imagine completă a factorilor care trebuie luați în considerație la localizarea măsurătorilor.

2.4. Instabilitatea mării

Gradul de montare al mării constituie unul din factorii limitativi importanți în desfășurarea lucrărilor. Dacă se ia în considerație tabelul de mai jos, prospecțiunile seismice marine se pot desfășura pînă la un grad de montare de 4 bali ce corespunde la amplitudini ale valurilor de pînă la 1,25 m.

Bali	Gradul de montare	Amplitudinea valurilor (m)
1	mare liniştită	0,25
2	valuri uşoare	0,25—0,50
3	valuri slabe	0,50—0,75
4	valuri moderate	0,75—1,25
5	mare neliniştită	1,25—2,00
6	valuri mari	2—3
7	valuri puternice	3—5
8	valuri înfricoşitoare	5—10
9	valuri excepţionale	peste 10

Un efect supărător, important îl are răul de mare asupra personalului. Calitatea materialului suferă de asemenea. Trebuiesc amortizate vibraţiile provocate de valuri. Se folosesc cable de legătură între vas şi cablul cu detectori pentru amortizarea vibraţiilor elastice şi îndepărtarea detectoarelor de zgomotul vasului. Gradul de agitaţie a mării poate determina şi reducerea vitezei normale de lucru (6 noduri) şi deci o reducere a randamentului în kilometri de profil.

§ 3. GENERAREA UNDELOR

Prezenţa stratului de apă, ca mediu în care are loc generarea undelor seismice, determină o serie de particularităţi care au constituit obiect de studiu pentru mulţi cercetători. Dintre cei ce şi-au adus o contribuţie importantă la aceste studii trebuie menţionaţi Arons (1948), Arons şi Iennie (1948), Cole (1948), Ewing şi Worzel (1948), Grinda (1958), O'Brein (1960), Weston (1960), Knudsen (1961).

La început, cercetările au fost îndreptate mai mult în direcţia analizei eficienţei seismice, atenuării bulei, fenomenului de reverberaţie, a altor tipuri de zgomote şi asupra reducerii distrugerii vieţii marine.

Aspecte mai noi privind energia radiată în mod efectiv în banda frecvenţelor seismice, cavitatea datorată interfeţei apă-aer, amplitudinea şi calitatea reflexiilor seismice funcţie de condiţiile de împuşcare, efectul încărcăturilor multiple, au constituit preocupările unui colectiv de specialişti din cadrul Institutului francez de petrol printre care Chollet, Fail, Grau, Lavergne.

3.1. Generalităţi privind producerea de explozii sub apă

3.1.1. *Distribuţia energiei între unda de şoc şi efectul de bulă.* În urma detonării unei cantităţi de exploziv sub apă la o anumită adîncime, ia naştere o undă de şoc şi o bulă de gaze rezultate din ardere.

Unda de şoc emisă de explozie are un front de presiune violent urmat de o descreştere pseudo-exponenţială. Forma şi timpul de creştere al undei

de șoc sînt funcție de cantitatea și viteza de detonație a explozivilor folosiți. Încărcături de ordinul a un kilogram dau timpi de creștere de ordinul a 100 microsecunde. Explozivii înceți, descărcările electrice, detonațiile amestecurilor de gaze dau fronturi de presiune mici și timpi de creștere mari.

Bula de gaze, în cazul cînd nu se sparge în atmosferă, prin oscilațiile create la fiecare contracție, emite impulsuri de presiune secundare dînd naștere fenomenului cunoscut sub numele de „efect de bulă".

Distribuția energiei între unda de șoc și efectul de bulă, determinată experimental de Arons și Yennie (1948) folosind ca exploziv trotilul

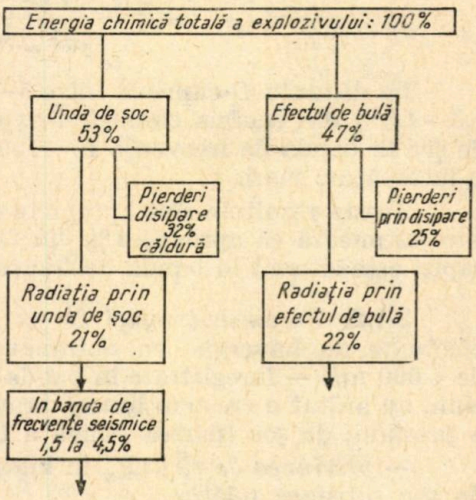

Energia chimică totală a explozivului: 100%
Unda de șoc 53%
Efectul de bulă 47%
Pierderi disipare 32% căldură
Pierderi prin disipare 25%
Radiația prin unda de șoc 21%
Radiația prin efectul de bulă 22%
În banda de frecvențe seismice 1,5 la 4,5%

Fig. 3.1. — Distribuția energiei chimice totale, într-o explozie sub apă, a explozivilor rapizi.

(TNT), este arătată în figura 3.1. S-au folosit încărcături cuprinse între 0,25—5,5 kg, explodate la adîncimi cuprinse între 75—150 m, unde nu trebuie luat în considerație efectul reflexiei de suprafață (fantomă).

Din figură reiese că 53% din energia chimică a explozivului este consumată în unda de șoc și 47% în efectul de bulă. O importantă fracțiune de energie se pierde prin căldura disipată în vecinătatea exploziei. Energia radiată la distanță de către unda de șoc este estimată la 21%, iar cea emisă de către bulă la 22% din totalul energiei chimice a explozivului.

Această energie este radiată într-o bandă largă de frecvențe cuprinse între 3—15 000 Hz și numai o mică parte este cuprinsă în spectrul frecvențelor seismice.

Energia radiată de către unda de șoc în banda de frecvențe seismice a fost calculată din înregistrările experimentale ale impulsului presiunii de șoc în banda 0—15 000 Hz de către Lavergne folosind formula lui Parseval. Energia radiată de către unda de șoc P la distanța D este

$$E = \frac{4\pi D^2}{\rho V_a} \cdot \int_T P(t)\,\mathrm{d}t = \frac{4\pi D^2}{\rho V_a} \int_0^\infty |2\,P(\omega)|^2\,\mathrm{d}\omega, \qquad (3.1)$$

unde

$P(\omega) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} P(t)\, e^{-j\omega t}\, dt$ = transformata Fourier a lui $P(t)$.

ρ, V_a = densitatea și viteza apei,

$P(t)$ = presiunea înregistrată la distanța D,

T = durata impulsului de șoc.

Energia radiată în banda de frecvențe F_1 și F_2 este

$$E_{F_1}^{F_2} = \frac{4\pi D^2}{\rho V_a} \int_{F_1}^{F_2} 2\,|P(\omega)|^2\, d\omega. \tag{3.2}$$

La distanța D cuprinsă între 5—400 m, calculele au arătat că numai 1,5—4,5% din energia chimică a explozivului este radiată de către unda de șoc în banda de frecvențe 10—100 Hz, procentajul ridicat referindu-se la încărcături mari.

Aceste rezultate sînt apropiate de acelea obținute de O'brein (1960) care estimează că aproape 3% din totalul energiei chimice a explozivilor rapizi este situată în banda de frecvențe 0—100 Hz.

3.1.2. *Parametrii undei de șoc și ai impulsului bulei.* Experiențele efectuate de Lavergne cu Sofranex — exploziv cu viteză de detonație de 4 000 m/s — înregistrate în banda largă 0—15 000 Hz, la diferite adîncimi, au arătat o creștere bruscă urmată de o scădere pseudoexponențială a presiunii de șoc (partea stîngă a fig. 3.2). Experiențele au arătat că:

— *presiunea de vîrf* (P_M în kilograme pe centimetru pătrat) a undei de șoc satisface relația

$$P_M = 520 \left(\frac{Q^{1/3}}{D} \right)^{1,13}, \tag{3.3}$$

unde Q = greutatea încărcăturii în kilograme,

D = distanța de observație în metri.

— *timpul constant* al undei de șoc satisface relația

$$\theta = 0{,}13 \left(\frac{Q^{1/3}}{D} \right)^{-0,22} Q^{1/3}. \tag{3.4}$$

— *impulsul undei de șoc* $\left(\int p(t)\, dt\right)$ luat pe o durată de 6—7 ori timpul constant satisface relația

$$I = 58 \left(\frac{Q^{1/3}}{D} \right)^{0,89} Q^{1/3}. \tag{3.5}$$

Aceste rezultate sînt similare cu cele determinate de Cole (1948) pentru TNT.

Din figura 3.2 reiese că parametrii undei de șoc sînt în mod practic independenți de adîncimea de împușcare.

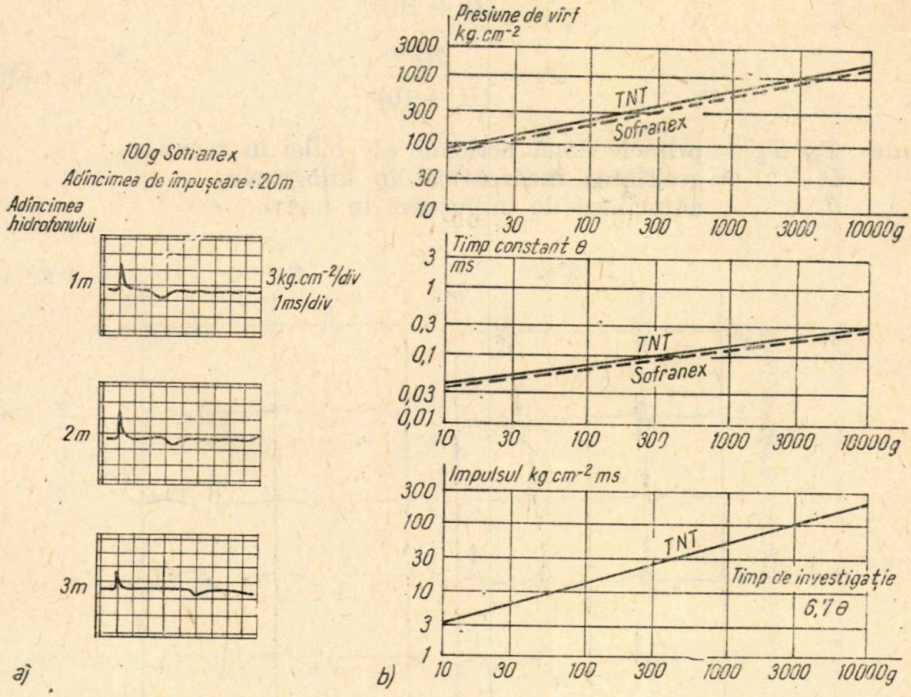


Fig. 3.2. — *a*) Forme ale undei de șoc și reflexiei fantomă, înregistrate în banda largă (0—15 000 Hz).
b) Presiunea de vîrf, timpul constant și impulsul undei de șoc ca funcții de greutatea încărcăturii pentru TNT și „Sofranex" înregistrate în banda 0—15 000 Hz.

Graficele de variație a acestor parametri funcție de greutatea încărcăturii pentru „sofranex" și TNT sînt prezentate în partea dreaptă a aceleiași figuri.

3.1.3. *Parametrii impulsului bulei.* În figura 3.3 se prezintă unda de șoc și efectul de bulă a încărcăturilor de 50 grame sofranex explodate la nouă adîncimi diferite și înregistrate la distanța de 300 m în două benzi de frecvență.

Se observă că efectul de bulă este asociat cu cîteva impulsuri de presiune secundară, că perioada lor de repetiție este mai scurtă cu cît împușcăturile sînt mai adînci și că există cel puțin tot așa de multă energie în bulă ca și în unda de șoc.

Impulsurile de șoc și de bulă sînt afectate în toate cazurile de reflexia fantomă de la limita apă-aer.

Experienţele au arătat că perioadele primului şi celui de-al doilea efect de bulă satisfac relaţiile:

$$T_1 = \frac{2{,}6\,Q^{1/3}}{(H+10)^{5/6}}, \tag{3.6}$$

$$T_2 = \frac{2Q^{1/3}}{(H+10)^{5/6}}, \tag{3.7}$$

unde T_1, T_2 = primele două perioade ale bulei în secunde,
Q = greutatea încărcăturii în kilograme,
H = adîncimea de împuşcare în metri.

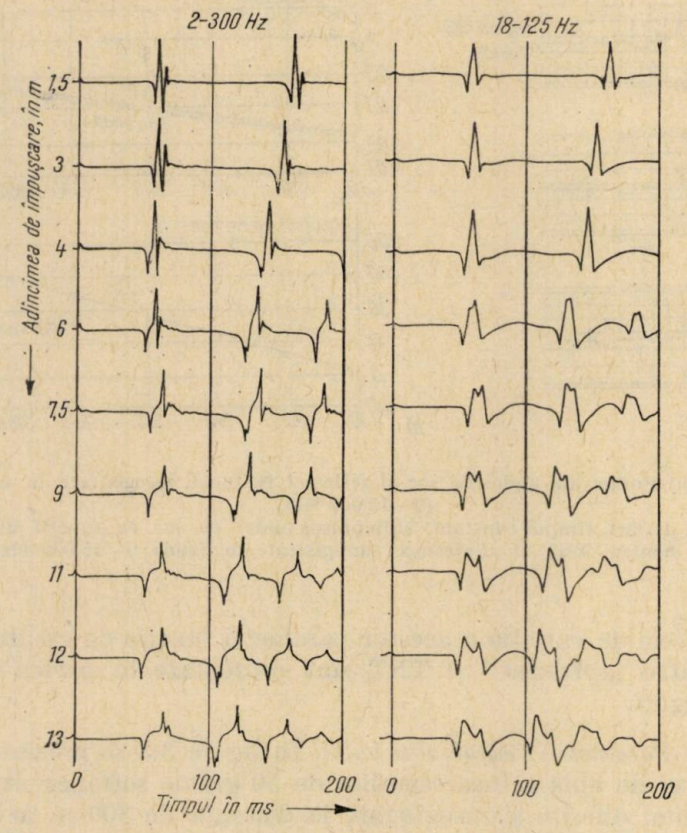


Fig. 3.3. — Unda de şoc şi efectul de bulă înregistrate la distanţa de 3000 metri, în două benzi de frecvenţă, a încărcăturilor de 50 g „Sofranex" explodate la diferite adîncimi.

Este cunoscut că impulsurile secundare se emit de fiecare dată cînd bula de gaze ajunge la raza minimă şi cu cît minimul este mai brusc, cu atît impulsul de presiune este mai puternic. Caracterul lor depinde de asemenea de banda frecvenţelor înregistrate:

— în banda largă (0—15 000 Hz) presiunea de vîrf este remarcabil mai mică decît aceea a undei de șoc (20% primul impuls, 4% al doilea și 1% al treilea), iar durata lor este mai lungă (5—10 ori mai mare decît aceea a undei de șoc);

— în banda de frecvențe joase (2—300 Hz) presiunea de vîrf este comparabilă și chiar mai mare decît aceea a undei de șoc, iar durata este aproape aceeași (fig. 3.3).

Variația razei maxime a primei bule de gaze funcție de greutatea încărcăturii și adîncimii de împușcare, calculată teoretic de Knudsen (1961) precum și perioada de pulsație funcție de aceeași parametri sînt ilustrate în figura 3.4.

Eliminarea impulsurilor secundare datorate efectului de bulă este necesară în cele mai multe cazuri.

Experiența acumulată arată că efectele de bulă există în condițiile normale de suprafață cu încărcături de pînă la 100 g, dacă adîncimea

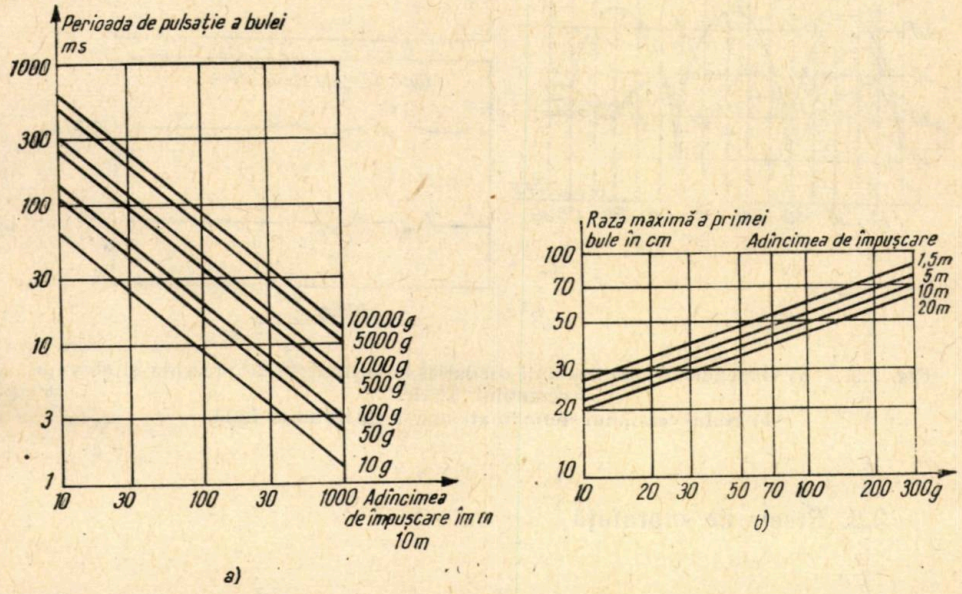


Fig. 3.4. — a) Perioada de pulsație a bulei de gaze ca funcție de greutatea și adîncimea încărcăturii de exploziv.
b) Raza maximă a bulei de gaze la prima expansiune funcție de adîncimea de împușcare și greutatea încărcăturii.

de împușcare este mai mare de un metru și cu încărcături de 5 kg dacă adîncimea de împușcare este mai mare de 2,5 m. Este cunoscut că efectul de bulă poate fi eliminat prin folosirea de ecrane în jurul încărcăturii.

Experiențele efectuate de Institutul francez de petrol au arătat că încărcături mici de ordinul a 50 grame explodate în sfere metalice perforate (sistemul flexotir) pot reduce efectul de bulă în banda de frecvențe

de 10—70 Hz cu 8—10 dB (partea dreaptă a figurei 3.5). Se constată că prima perioadă este redusă, iar al doilea și al treilea efect de bulă dispar complet. Impulsul de șoc nu este afectat de ecranul sferic.

Raza bulei de gaze, ca funcție de timp, calculată cu și fără ecran sferic pentru încărcături de 100 grame la adîncime de 20 metri este ilustrată în partea stîngă a figurei 3.5. Raza bulei de gaze crește cu greutatea încărcăturii și descrește cu adîncimea de împușcare.

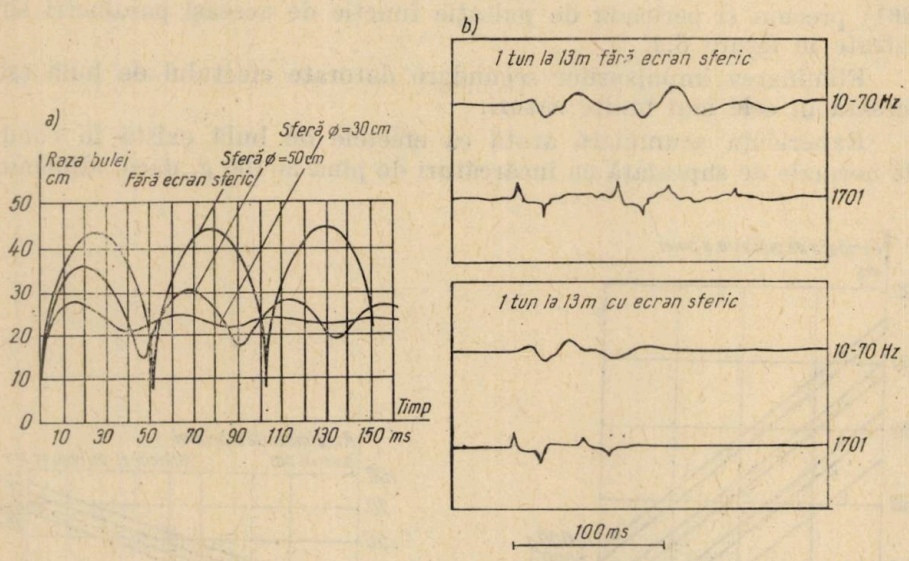


Fig. 3.5. — *a*) Dependența amplitudinii oscilației bulei funcție de prezența și absența ecranului sferic.
b) Rolul ecranului sferic în atenuarea efectului de bulă.

3.2. Efecte de suprafață

3.2.1. *Reflexia fantomă și cavitatea.* Sosirea undei de șoc pe suprafața apă-aer este vizibilă ca un inel de expansiune rapidă a apei urmat de formarea unui strat cavitate imediat sub suprafață. Un dom de stropi se formează la epicentrul încărcăturilor superficiale. Spargerea bulei în atmosferă, cînd aceasta se întîmplă, produce ridicarea unei jerbe spectaculoase de apă.

Încărcăturile mici împușcate mai adînc de 2—3 m nu permit spargerea bulei în aer însă fenomenul de cavitate are loc pe o suprafață mare în jurul epicentrului.

Cavitatea se propagă în jos cu un front de undă negativ reflectat de suprafața apă-aer cu concavitatea în jos. Experiențele au demonstrat că

presiunea de vîrf negativă a reflexiilor fantomă depinde de intensitatea cavității. S-au făcut calcule ale cavităților date de încărcături de greutăți diferite amplasate la diferite adîncimi. Aceste calcule au arătat că :

— zona de cavitate nu depășește grosimi de cîțiva metri ;

— extinderea laterală a cavității poate atinge mai mult de 100 m ;

— încărcăturile mari și adînci dau extinderi mai mari cavității. Pentru 5 kg la 12 m, cavitatea are o extindere de 190 m.

Forma volumului cavității și valorile absolute ale presiunii de vîrf negative ale unei unde reflectate la suprafața mării la limitele regiunii cavității, calculate pentru 50 grame TNT la 12 m și pentru 5 kg TNT la 1,5 m, sînt arătate în partea stîngă a figurii 3.6*a*. Pe aceeași figură sînt ilustrate influențele cavității asupra formei impulsului în banda de frecvențe de 18—125 Hz (fig. 3. 6*b*) și în banda de frecvențe 0—15 000 Hz (fig. 3.6, *c*).

Din analiza acestor grafice se poate trage concluzia că deformarea reflexiei fantomă de către cavitate este importantă cînd impulsul este înregistrat în vecinătatea suprafeței într-o bandă largă de frecvențe și este neglijabilă cînd se înregistrează la distanță în banda frecvențelor seismice.

Aceste date experimentale au condus la unele concluzii referitoare la coeficientul de reflexie al limitei apă/aer. Această limită poate fi considerată ca un orizont reflectator perfect, avînd coeficientul de reflexie egal cu —1, pentru banda de frecvențe 18—125 Hz, chiar cînd suprafața mării este moderat agitată.

3.2.2. *Efecte asupra vieții marine.* Emisiunile de explozii submarine, prin undele de șoc create, au un efect de distrugere asupra vieții marine în general și asupra peștilor în special.

După Lovlia (1966) raza periculoasă pentru viața peștilor urmează legea

$$R = KQ^{1/2}, \tag{3.8}$$

în care R este raza zonei periculoase în metri,

Q — greutatea încărcăturii în kilograme,

K — coeficient funcție de specia de pești.

Revenind la figura 3.6 reiese că presiunea de vîrf negativă radiată este mare numai în cazul împușcăturilor superficiale. Măsurătorile au arătat că pentru încărcături de 5 kg împușcate la 1,5 m, presiunea de vîrf negativă pe axa verticală a încărcăturii poate atinge 67 kg · cm^{-2} ; aceeași încărcătură împușcată la 3 m dă presiuni de vîrf negative ce nu depășesc 2,5 kg · cm^{-2}.

Aceste rezultate conduc la concluzia că încărcături mari explodate în apropierea suprafeței vor cauza mult mai mult pericol vieții marine decît împușcături echivalente împușcate la adîncime.

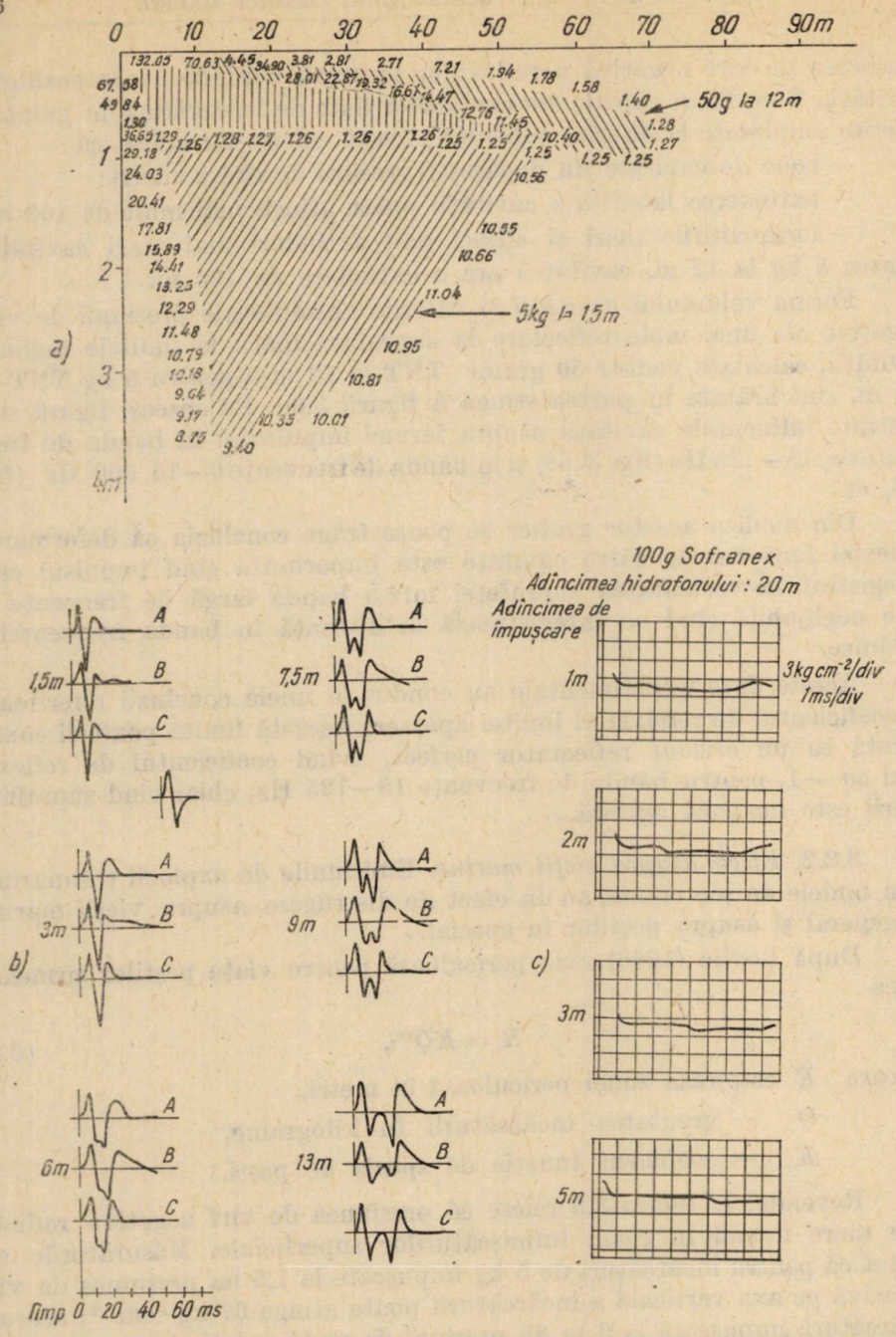


Fig. 3.6. — *a*) Presiunile de vîrf negative ale undei reflectate de suprafața mării la limitele regiunii cavității în kg.cm^{-2}.

b) Influența cavității asupra formei impulsului în banda de frecvențe 18—125 Hz.

Impulsurile de presiune reprezintă: A — O reflexie fantomă teoretică influențată de cavitate; B — o reflexie fantomă teoretică neinfluențată de cavitate; C — un impuls de presiune experimental. S-au luat în calcule: — încărcături de 50 g Sofranex; — adîncimea de impușcare: 1,5 ; 3; 6; 7,5; 9; 13 m sub epicentrul încărcăturii; — coeficientul de reflexie apă/aer = 1.

c) Influența cavității asupra formei impulsului în banda de frecvențe 0—15 000 Hz.

3.3. Energia seismică și condițiile de împușcare

În expunere se vor folosi următoarele definiții :

— amplitudinea impulsului (A.I.) ca definiție pentru amplitudinea undei directe, înregistrată în apă la o anumită distanță, într-o anumită bandă de frecvență ;

— amplitudinea seismică (A.S.) ca definiție pentru amplitudinea undei reflectate exprimată în decibeli cu referință la o condiție de împușcare particulară și un orizont reflectator particular.

3.3.1. *Efectul adîncimii de împușcare.* Experiențele au arătat că amplitudinele seismice cresc cu creșterea adîncimii încărcăturii. În partea dreaptă a figurii 3.7 sînt prezentate rezultatele măsurătorilor reflexiei obținute la 1,2 s în Golful Biscaye cu 100 g Sofranex împușcat la adîncimi cuprinse între 1 și 25 m, luînd ca referință împușcătura de la adîncimea de 8 m. Au fost de asemenea reprezentate cîteva rezultate pentru încărcături de 3 și 5 kg. Cîteva concluzii se desprind :

— amplitudinile seismice obținute cu 100 g sofranex la 12 m adîncime sînt cu 8 decibeli mai mari, decît cele obținute la un metru și cu 4 decibeli mai mici decît acelea obținute cu 5 kg la aceeași adîncime ;

— amplitudinea seismică mică obținută cu încărcături superficiale poate fi explicată ca un efect de tăiere de către reflexia fantomă, care reduce amplitudinea impulsului în banda de frecvențe joase. Acest fapt apare evident în figura 3.7a unde au fost obținute 9 trase prin convoluarea traselor din figura 3.3 în banda 2—300 Hz cu un impuls simetric Ricker de 88 ms. Important de observat, că amplitudinea impulsului de șoc care a fost mai mare pentru împușcăturile superficiale, este considerabil redusă.

3.3.2. *Efectul greutății încărcăturii.* S-a arătat că amplitudinea impulsului undei de șoc măsurată în banda largă de frecvențe (0—15 000 Hz) crește cu greutatea încărcăturii ca:

$$Q^{0,38}. \tag{3.9}$$

Considerațiunile teoretice ale lui O'Brein conduc la concluzia că amplitudinea seismică în bandă 0—100 Hz crește cu greutatea încărcăturii ca :

$$Q^{0,67}. \tag{3.10}$$

Experiențele efectuate de Institutul francez de petrol au dat valori de creștere mai mici cuprinse între $Q^{0,25}$ și $Q^{0,50}$ cu un maxim în jurul lui $Q^{0,33}$.

Concluzia care se desprinde este că se cîștigă totuși puțin în amplitudinea seismică cînd greutatea unei încărcături singulare este în creștere. Ea mediază 11 decibeli cînd încărcătura este în creștere de la 100 grame la 5 kg.

O eficiență mărită în creșterea amplitudinii seismice se realizează prin multiplicarea numărului de încărcături.

3.3.3. *Multiplicarea încărcăturilor.* Este cunoscut că impulsul de presiune furnizat de o încărcătură multiplă este diferit de cel furnizat de o singură încărcătură.

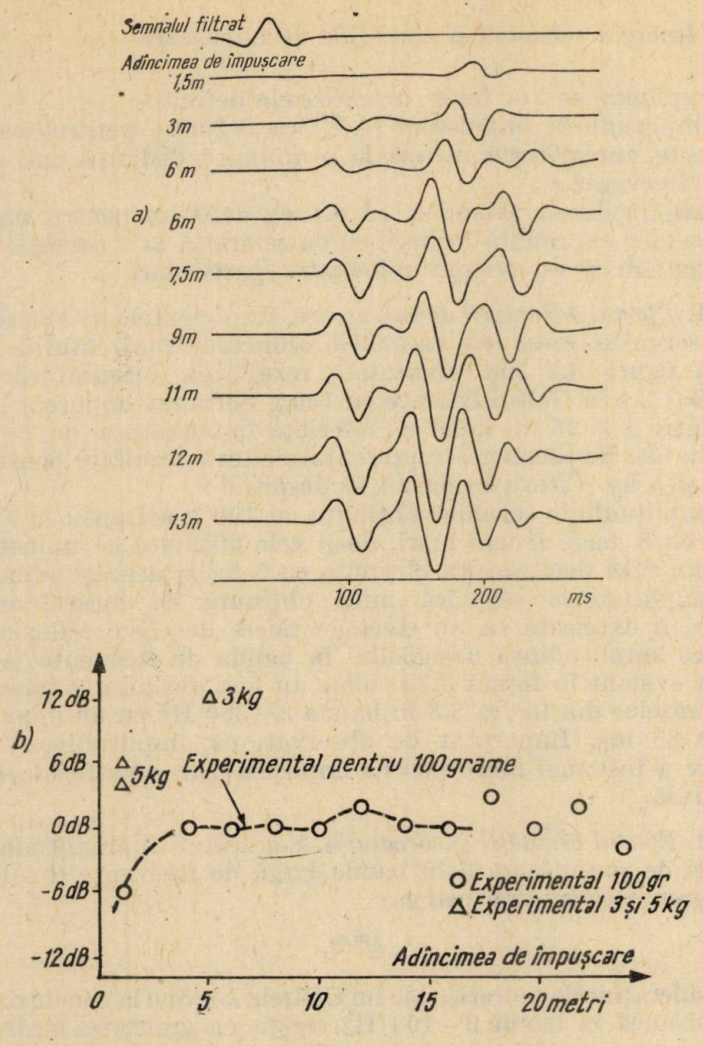


Fig. 3.7. — *a*) Convoluția undei de șoc obținută la diferite adîncimi cu un impuls de tip Riker de 88 ms.

b) Dependența amplitudinii seismice de adîncimea încărcăturii pentru o reflexie de la 1200 ms înregistrată în Golful Biscaye avînd ca referință înregistrarea cu 100 g la 8 m adîncime.

Măsurătorile efectuate de Cole (1948) au arătat că presiunea înregistrată la un punct echidistant de două încărcături explodate simultan reprezintă suma presiunilor individuale dacă distanța între încărcături este destul de mare pentru a permite undelor să atingă domeniul presiunilor liniare înaintea primelor intersecții.

Reiese că distanța minimă între două încărcături ar trebui să fie suma razelor domeniului liniar al lor.

Distanța minimă teoretică între două încărcături identice sincrone este dată în figura 3.8.

După Cole undele de șoc ale încărcăturilor sincrone se înscriu în domeniul liniar la distanțe unde presiunile lor de vîrf coboară la valori în jur de 700 kg cm^{-2}.

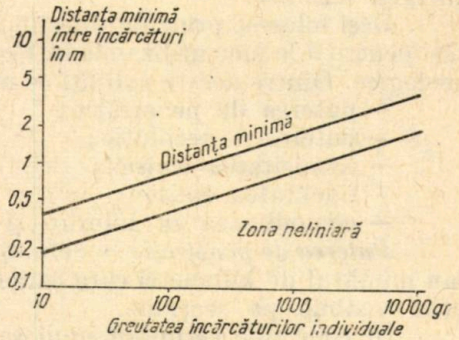


Fig. 3.8. — Distanța minimă teoretică între două încărcături identice sincrone pentru obținerea însumării presiunilor.

Din figura 3.8 se observă că domeniul liniar începe la distanțe de aproape 40 cm pentru încărcături de ordinul a 100 g, spațiul teoretic minim fiind prin urmare, de 80 cm. Pentru încărcături de ordinul a un kilogram, spațiul teoretic minim este de 1,6 m.

Dacă distanța între două încărcături este destul de mare, presiunea de vîrf la un punct echidistant de cele două încărcături este în mod teoretic cu 6 decibeli mai mare decît presiunea de vîrf a unei singure încărcături.

Dacă încărcăturile sînt apropiate pînă la suprapunere, creșterea presiunii de vîrf depășește cu numai 2,3 decibeli presiunea de vîrf a unei singure încărcături.

Amplitudinea impulsului este prin urmare teoretic crescută cu 3,7 decibeli prin fracționarea unei singure încărcături în două încărcături individuale și cu 5,9 decibeli prin fracționarea unei singure încărcături în trei încărcături individuale.

Creșterea amplitudinii impulsului în banda de frecvențe seismice (10—70 Hz) duce la o creștere echivalentă a amplitudinii seismice a reflexiei.

Acest fapt a fost verificat prin experiențe obținîndu-se creșteri medii ale amplitudinii seismice de 5 decibeli, prin împușcarea a două încărcături de 50 g la 1,5 m distanță între ele, la adîncimi de 13 metri și creșteri de 6—8 decibeli prin împușcarea a trei încărcături de cîte 50 g în aceleași condiții de adîncime și distanța.

Pentru o atenuare mai mare a efectului de bulă încărcăturile multiple pot fi împușcate la diferite adîncimi și cu întîrzieri apropiate între ele.

Ca o concluzie, se poate desprinde faptul că încărcăturile mari convenționale împușcate în apropierea suprafeței, așa cum s-au folosit în faza de început a prospecțiunilor seismice marine, reprezintă o considerabilă risipă de energie. Se pot obține rezultate similare prin detonarea de încărcături mici, multiple, la adîncimi mai mari, sau prin folosirea altor tipuri de surse de energie neexplozive.

3.4. Calităţile necesare unei surse de energie seismică marină

Prezenţa stratului de apă ca mediu omogen unde are loc generarea undelor, a permis punerea la punct a o serie de sisteme pentru generarea energiei seismice.

Deşi folosesc principii diferite, acestor sisteme li se cer o serie de calităţi pentru a le face utilizabile într-o gamă cît mai mare de condiţii seismogeologice. Dintre aceste calităţi se menţionează :

— puterea de penetraţie ;
— puterea de rezoluţie ;
— ritmicitatea emisiei ;
— fidelitatea emisiei ;
— comoditatea în folosire şi preţul de cost.

Puterea de penetraţie se defineşte ca intervalul maxim de timp dublu, sau numărul de kilometri care caracterizează cea mai adîncă din reflexiile utile vizibile pe secţiune.

În condiţiile estimării unui sedimentar gros, puterea de penetraţie depinde de proprietăţile sursei — adică de energia emisă de sursă în spectrul de frecvenţe util, directivitatea sursei — de nivelul de zgomot la recepţie şi de tratarea ulterioară a informaţiei.

Puterea de rezoluţie se defineşte ca distanţa sau timpul de separare a două interfeţe care se pot distinge pe secţiune. Puterea de rezoluţie depinde de poziţia şi lărgimea spectrului impulsului emis.

Poziţia spectrului influenţează prin faptul că precizia obţinută asupra evidenţierii unei reflexii nu poate fi inferioară unei fracţiuni a lungimii de undă principală care este invers proporţională cu frecvenţa preponderentă.

Lărgimea şi forma spectrului au importanţă prin faptul că sînt legate de lungimea impulsului. Dacă spectrul este prea îngust, semnalul emis de sursă are forma unui tren de sinfaze şi separarea interfeţelor vecine devine dificilă.

Ritmul de emisie se defineşte ca intervalul de repetiţie al generării. El influenţează puterea de rezoluţie şi productivitatea lucrărilor.

În general toate sursele moderne sînt susceptibile de ritmuri înalte de emisie (10—50 s) cu excepţia încărcăturilor clasice de explozie unde este greu să se producă explozii la intervale sub un minut.

Un ritm de emisie ridicat permite folosirea tehnicilor moderne de lucru ca compunerea verticală şi acoperirea multiplă folosite frecvent pentru creşterea energiei transmise şi pentru atenuarea zgomotului.

Exactitatea emisiei se arată utilă în special în lucrările care cer adiţiuni de trase. Dacă impulsurile emise nu se aseamănă, avantajul adiţiunii nu este cel aşteptat.

Toate sursele folosite sînt destul de exacte din acest punct de vedere cu condiţia să fie puse în acţiune la adîncime constantă. Două fenomene sînt necesare de luat în consideraţie în acest caz :

— primul se referă la surse de tip tun cu aer şi descărcări electrice pentru care oscilaţiile bulei de aer sau vapori de apă depind de presiunea hidrostatică a nivelului unde se produc ;

— al doilea se referă la influența reflexiei de suprafață care însoțește toate emisiile acustice în apă, determinînd multiplicarea spectrului amplitudinei impulsului cu funcția:

$$2 \operatorname{Sin} \frac{\pi f z}{750}, \tag{3.11}$$

unde f este frecvența în herți, iar z — adîncimea în metri.

Comoditatea de folosire și prețul sînt calități foarte importante, de ele depinzînd în multe cazuri, alegerea unui anumit sistem de generare. Obișnuit se preferă sursele care necesită puțin personal de manipulare, cu puțin echipament auxiliar și prezintă consumuri mici.

3.5. Surse de generare folosite în seismica marină

3.5.1. *Surse ce folosesc energia explozivilor.* După cantitatea, tipul și modul de amplasare în apă a explozivului se deosebesc trei sisteme de generare.

a. *Sistemul exploziilor clasice în apropierea suprafeței.* Folosit încă de la începutul lucrărilor seismice marine, sistemulconstă din explodarea unor încărcături de 10—20 kg exploziv, obișnuit TNT sau dinamită, în apropierea suprafeței la adîncimi de 2—3 m. Această adîncime se alege în așa fel încît bula de gaze rezultată în urma exploziei să se spargă în aer evitînd, prin aceasta, apariția efectului de bulă.

Sistemul prezintă dificultăți legate de manipularea, depozitarea și consumul unor cantități mari de exploziv.

b. *Sistemul Flexotir.* Sistemul constă în detonarea unor cantități mici de explozivi, de ordinul sutelor de grame, în interiorul unor sfere metalice perforate plasate la adîncimi de ordinul a 10—12 m. Acest sistem realizează diminuarea efectului de bulă prin diminuarea energiei interne a bulei de gaze și prin împiedicarea fazei de contracție. Pentru aceasta se obligă gazele bulei să împingă apa prin orificiile perforate ale sferei în care s-a produs explozia.

Dacă se notează cu P_1 și P_2 presiunile instantanee ale apei pe suprafețele interioară și respectiv exterioară ale sferei perforate, energia care se pierde prin absorție datorită forțării apei afară și înapoi prin aceste perforațiuni a fost exprimată de Knudsen (1961) prin relația

$$\int_0^{V_{max}} (P_1 - P_2)\, dv + \int_{V_{max}}^{V_{min}} (P_1 - P_2)\, dv. \tag{3/12}$$

În timpul mișcării apei $(P_1 - P_2)$ schimbă semnul înaintea schimbării direcției apei, așa că energia este disipată atît în timpul expansiunii cît și al contracției.

În acest mod, pentru încărcături de 100 g se obțin atenuări ale amplitudinii undei compresionale secundare de 20 decibeli în timp ce pierderile prin transmisie a undei de șoc ce trece prin sfera perforată sînt

de ordinul a un decibel. Reiese că efectul de bulă, în acest caz, pentru scopuri practice este anulat.

Parametrii ce trebuiesc luaţi în consideraţie în acest proces sînt:
— raportul dintre suprafaţa plină şi suprafaţa totală a sferei;
— raza sferei;
— greutatea încărcăturii;
— presiunea hidrostatică (adîncimea exploziei).

Raportul suprafaţă plină/suprafaţă totală. Experienţele au arătat că raportul optim este de 0,7. O creştere a acestui raport duce la mărirea efectului de forfecare şi deci la distrugerea prematură a sferei. O micşorare a lui duce la scăderea eficacităţii ecranului.

Raza sferei. La o încărcătură şi adîncime dată, efectul de bulă este cu atît mai atenuat cu cît raza R este mai mică. Dacă se notează cu a şi a' razele minimale ale bulei fără şi cu sferă, raportul presiunilor undelor secundare este dat de

$$p = \left(\frac{a}{a'}\right)^{2,75}. \tag{3.13}$$

Pentru o încărcătură de 100 g la 20 m adîncime se obţine

R cm	30	40	50	60	70
p	0,07	0,10	0,18	0,26	0,41

Greutatea încărcăturii. Experienţele au arătat că pentru o adîncime şi o rază de sferă dată atenuarea creşte cu încărcătura. Pentru o rază a sferei de 40 cm şi o adîncime de împuşcare de 20 m se obţine

Q grame	50	100	150	200	250
p	0,15	0,10	0,06	0,05	0,04

Presiunea hidrostatică (adîncimea de explozie). Creşterea adîncimii de împuşcare duce la mărirea amplitudinii undelor seismice generate. Experienţa a arătat ca valori rezonabile pentru utilizarea ecranului sferic, adîncimi cuprinse între 10 şi 15 m.

Creşterea în continuare a energiei seismice se realizează prin folosirea simultană a mai multor unităţi FLEXOTIR. Experienţele efectuate cu două unităţi simultane au indicat o creştere de 6 decibeli în energia seismică în raport cu o singură unitate şi o echivalenţă energetică cu împuşcarea convenţională de 20 kg exploziv.

Schema de ansamblu a unităţii FLEXOTIR este arătată în figura 3.9. În mare sistemul este format din:

— un ecran antibulă format dintr-o sferă de oţel prevăzută cu perforaţiuni circulare ($\varnothing$ = 51 mm) în centrul căruia se introduce explozivul;

— un furtun de cauciuc de 15-20 m prin care se introduce cartușul împins de apa mării sub o presiune de 4 atmosfere produsă de o pompă;
— un sistem de încărcare a cartușului.

Greutatea ecranului sferic este de 300 kg, iar al întregului ansamblu de 600 kg.

Sistemul de aprindere, ilustrat în aceeași figură, constituie una din originalitățile sistemului, prin faptul că nu necesită o legătură prin fir între explozor și cartuș, care poate exploda numai cînd ocupă o anumită poziție în capul de explozie.

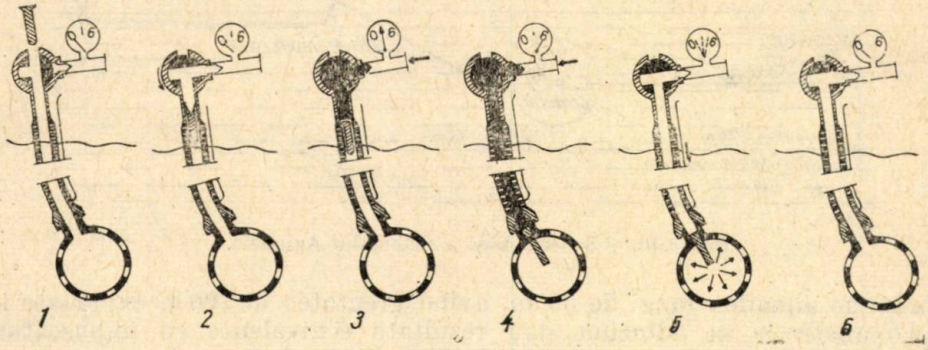


Fig. 3.9. — Funcționarea sistemului Flexotir.

1) Deschiderea orificiului și introducerea cartușului; 2) Orificiul este închis, apa sub presiune este împinsă pe cablul flexibil; 3) Sub presiunea apei cartușul este împins pe cablul flexibil; 4) Cartușul se oprește la baza cablului flexibil, încărcătura este în poziție de explozie; 5) Detonarea 6) Evacuarea resturilor cartușului.

Utilizarea sistemului flexotir prezintă o serie de avantaje dintre care se menționează:

— ritm ridicat — explozii la intervale de 12-18 s;
— economii mari de explozivi;
— protecția faunei marine datorită ecranării exploziei.

c. *Sistemul Aquaseis.* Constă din explodarea unei încărcături sub formă de cordon exploziv de o anumită lungime și grosime la o anumită adîncime sub apă. După efectuarea exploziei, datorită geometriei particulare a încărcăturii, bula de gaze formată are o formă instabilă și se fragmentează în o serie de bule individuale mici a căror oscilații nu afectează înregistrările.

Prin detonarea acestui cordon se obține un spectru de frecvențe larg asemănător celui obținut prin sistemul flexotir, bogat în frecvențe joase și energie utilă mărită. Sistemul permite obținerea unor timpi de investigație de ordinul a 5 — 6 s. Cordonul fiind întins pe lungimi mari, peste 30 m asigură o directivitate foarte bună. Modul de lucru și părțile componente ale sistemului sînt ilustrate în figura 3.10.

Se observă că sursa este formată dintr-un fitil detonant special proiectat cunoscut sub numele de cordon seismic aquaflex avînd un miez exploziv de pentaerithritol tetranitrate împachetat într-un înveliș de plastic rezistent.

Unitatea de inițiere este formată dintr-un ansamblu conector-detonator care menține detonatorul în poziția de aprindere, adiacentă aquaflexului, conectînd în același timp intrarea încărcăturii la circuitul de aprindere. Sistemul este capabil să realizeze acoperiri multiple de ordinul 24.

Experiența obținută prin executarea unui volum mare de lucrări cu acest sistem în M. Nordului și Golful Mexic a condus la concluzia că

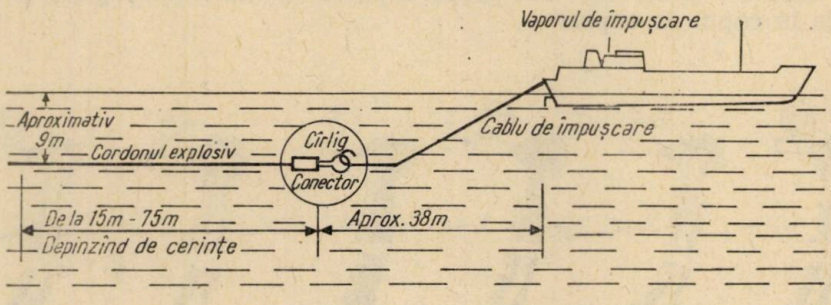


Fig. 3.10. — Schema bloc a sistemului Aquaseis.

cordoane aquaflex lungi de 30 m, avînd greutatea de 700 g, explodate la aproximativ 9 m adîncime, dau rezultate echivalente cu împușcături convenționale de 23 kg explodate la 2-3 m adîncime.

3.5.2. *Surse ce folosesc energia aerului comprimat. Tunul cu aer.* Sistemul folosește oscilațiile unei bule de aer de înaltă presiune injectată în apă.

În prezent se folosesc tunuri de dimensiuni și presiuni diferite, singulare sau grupate funcție de adîncimea de penetrație dorită. Dintre avantajele operaționale ale sistemului se menționează siguranța în funcționare, simplitatea în construcție și economicitatea.

Modul de funcționare al unui tun cu aer este ilustrat în figura 3.11. Dispozitivul permite stocarea aerului de presiune înaltă într-o cameră de aprindere pentru a-l degaja în mod exploziv prin patru orificii în apa înconjurătoare. Această operație este realizată prin intermediul unei părți mobile, tubul pneumatic, constituit din două pistoane, opritor și de aprindere, cuplate prin intermediul unei tije. Cele două pistoane închid camerele de control și aprindere. În partea din stînga figurii este arătat tunul în poziția închisă etanșată, armat, gata de aprindere. Aerul de presiune înaltă de la un compresor de pe vas pătrunde în camera de control și printr-un orificiu operat în tija pistoanelor umple și camera de aprindere. Cele două pistoane iau poziția de etanșare datorită suprafeței mai mari a pistonului opritor pe care se exercită forțe în jos, în comparație cu a pistonului de aprindere pe care se exercită presiuni în sus.

Pentru descărcarea tunului, un semnal electric deschide o valvă solenoid permițînd trecerea aerului de presiune înaltă pe partea inferioară a pistonului opritor. Aceasta face ca forța netă în jos, pe el, să fie datorată numai presiunii active de pe diametrul tijei. Presiunea exercitată de aerul de înaltă presiune din camera de aprindere pe piston, acce-

lerează tubul pneumatic în sus, permițînd aerului închis în cameră să fie degajat foarte repede în apa înconjurătoare prin cele patru orificii, cu o forță considerabilă.

După aceasta, viteza tubului pneumatic este micșorată el fiind oprit, datorită efectelor combinate de amortizare a pistonului de aprindere prin apă și căderea presiunii de manevră la presiunea ambiantă. Exceptînd

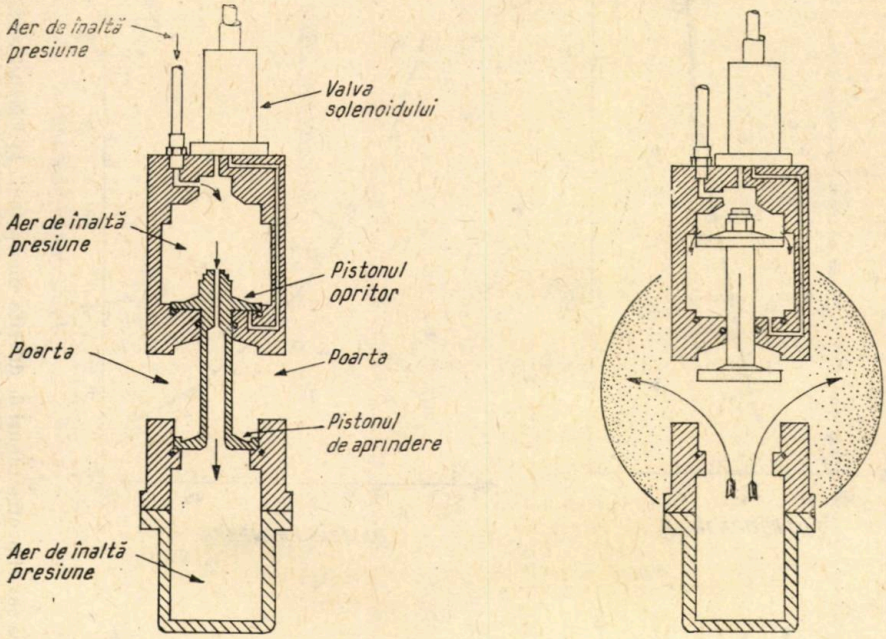


Fig. 3.11. — Schema de principiu a tunului cu aer.

scurgerea în timp relativ lung și constant a aerului de înaltă presiune prin orificiul practicat în tija pistoanelor, aerul de înaltă presiune acționează pe suprafața tijei deplasînd tubul pneumatic în jos, la poziția lui de etanșare pentru o nouă declanșare.

Funcție de mărimea tunului, aerul din camera de aprindere este eliberat în timpul de 1—4 ms și întreg ciclul de operație durează între 20 — 40 ms.

Aerul degajat se răspîndește în apă dînd naștere la un impuls și o bulă de aer care oscilează. Aceste oscilații ale bulei generează o undă seismică a cărui spectru de frecvențe depinde de cantitatea de aer din bulă, de presiunea ei și de adîncimea apei. Experiențele au arătat că pulsația bulei tunului este o sursă cu reproductivitate ridicată, fiecare pulsație fiind aproape identică cu pulsația următoare. Perioada de oscilație a bulei și conținutul în frecvențe al pulsației sînt controlate de presiunea aerului, volumul de aer comprimat și adîncimea de operare. Prin variația acestor mărimi se urmărește ca oscilațiile bulei să se situeze în banda de frecvențe seismice dorite. Aceste caracteristici sînt ilustrate

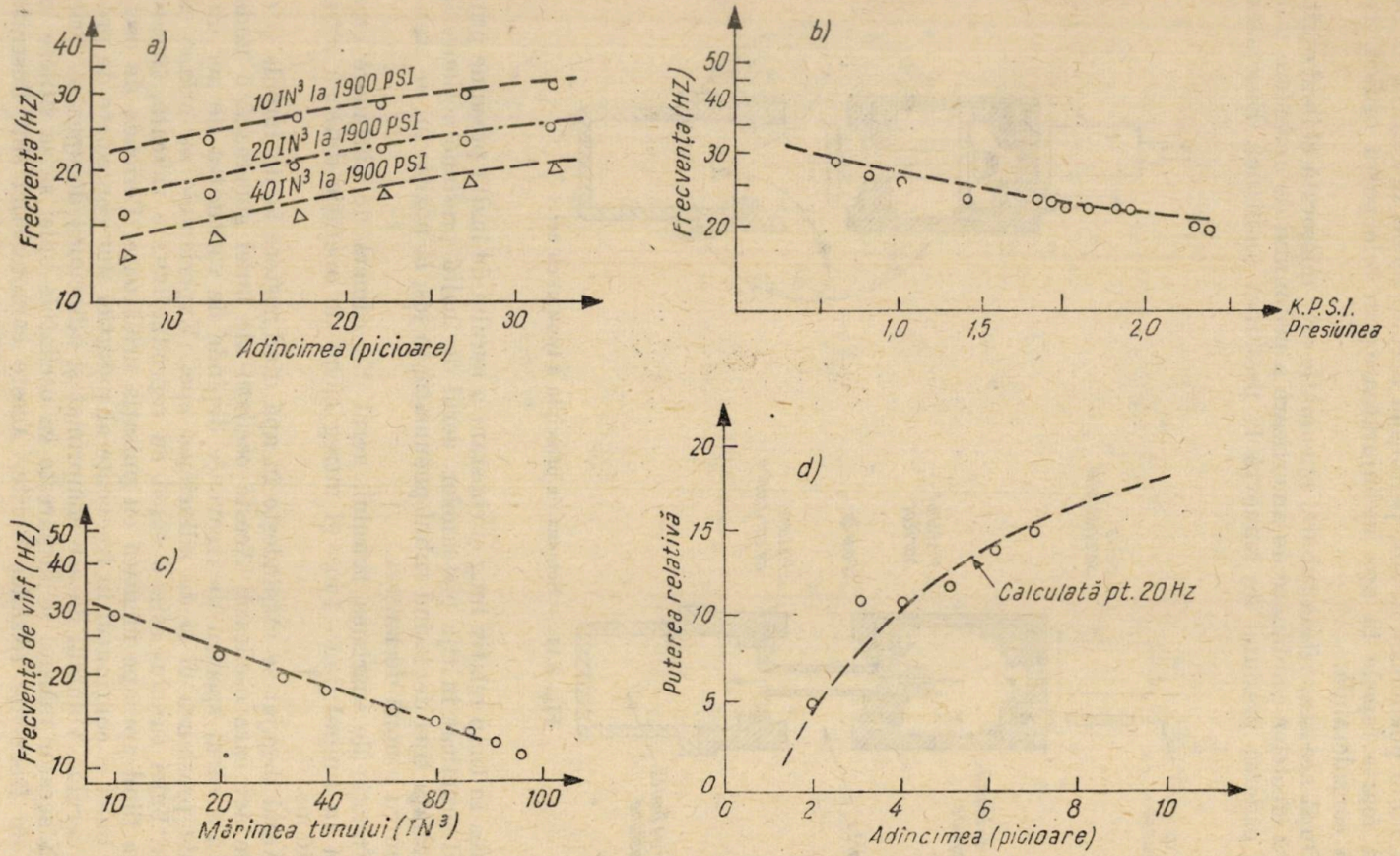


Fig. 3.12. — *a*) Frecvența impulsului funcție de adîncimea sursei pentru tunuri de diferite dimensiuni. *b*) Efectul variației presiunii asupra frecvenței de vîrf pentru un tun de 40 IN³ la adîncimea de 30 picioare. *c*) Variația frecvenței de vîrf funcție de dimensiunile tunului. *d*) Puterea relativă funcție de adîncimea sursei.

în graficele din figura 3.12. Din analiza lor se desprinde concluzia de ordin practic că se poate lărgi spectrul de frecvențe al impulsului generat prin utilizarea grupărilor de tunuri cu camere de aprindere de mărimi diferite, cu diferite presiuni ale aerului la diferite adîncimi de scufundare.

Un astfel de sistem permite obținerea unui spectru de frecvențe neted între limitele dorite. Pentru grupări de tunuri de dimensiuni cuprinse între 164-2600 cm^3 se obține un spectru de frecvențe cuprins între 8-40 Hz.

Sistemul de generare cu tun de aer realizează o ritmicitate ridicată a descărcărilor (8 — 10 s) și timpi de investigație de 4 — 5 s.

3.5.3. *Surse ce folosesc energia amestecului de gaze.* Sursele cuprinse în această categorie produc generarea de impulsuri seismice prin aprinderea unui amestec de gaze, obișnuit propan și oxigen, combinat într-o anumită proporție într-o cameră de explozie, amplasată la diferite adîncimi în apă.

a. *Sistemul Dinoseis marin.* Sistemul a fost pus la punct de Sinclair Research Comp. în 1965 prin modificarea unității folosite pe uscat. Sînt proiectate două modele de unități marine Dinoseis :

— unitatea de 1524 mm (60 țoli) diametru care cîntărește 3171 kg și generează o energie de aproximativ 13800 kgm (100 000 lbspic) ;

— unitatea de 610 mm (24 țoli) diametru, care cîntărește 680 kg (1500 lbs.) și generează o cantitate de energie de aproximativ 5700 kgm. (40 000 lbspic.).

În acest sistem explozia este complet controlată și gazele rezultate sînt eliberate printr-un furtun la suprafață eliminînd în acest fel efectul de bulă.

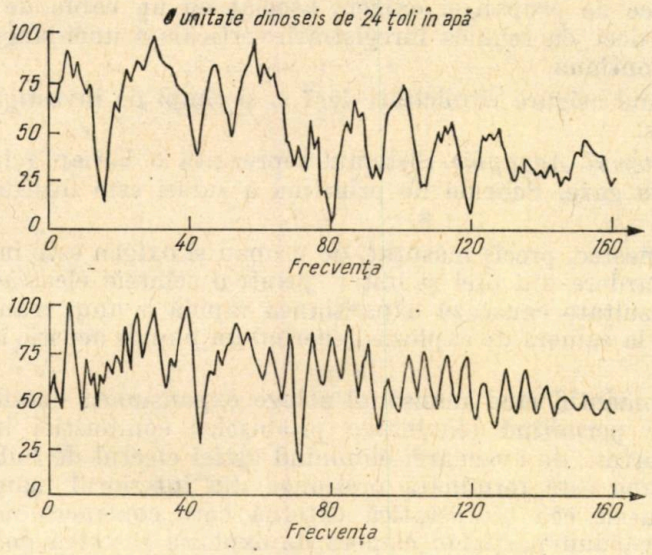


Fig. 3.13. — Spectrele de amplitudine a unei unități și a unei grupe de patru unități Dinoseis.

Impulsul seismic este inițiat prin deplasări în jos ale porțiunii dinamice a sursei. În figura 3.13 este prezentat spectrul de amplitudini al impulsului generat de o unitate Dinoseis de 24 țoli în comparație cu cel

generat de 4 unităţi de aceleaşi dimensiuni, explodate simultan. Se observă că spectrul generat de unitatea singulară are un vîrf la 30 Hz urmat de o cădere a frecvenţelor înalte pe cînd cel generat de cele patru unităţi este aproximativ plat în banda 24-80 Hz.

Unitatea de 60 ţoli generează un spectru mai bogat în frecvenţe joase şi o cantitate de energie mai mare.

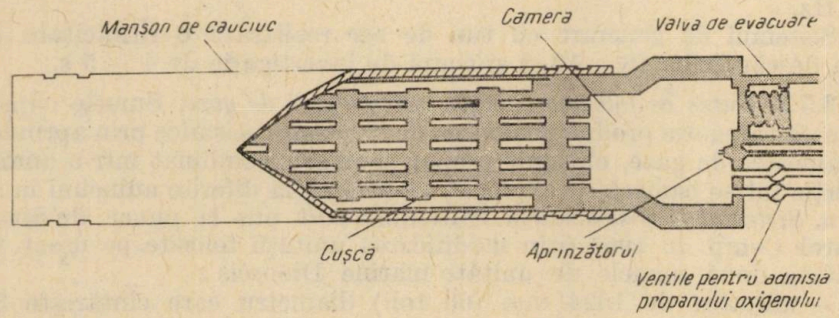


Fig. 3.14. — Sistemul Aquapuls.

Secvenţa exploziilor este asigurată la fiecare 10 s. permiţînd tehnica însumării verticale asociată cu acoperirea multiplă ce permit investigaţii de peste 4 s.

b. *Sistemul Gas Exploder*. Foloseşte acelaşi principiu al detonaţiei unui amestec de propan şi oxigen, asociat cu un cablu de înregistrare monocanal, deci cu tehnica înregistrării verticale a unei singure trase cu acoperire continuă.

Sistemul asigură ritmicităţi de 7 s. şi timpi de investigaţie cuprinşi între 3—4 s.

c. *Sistemul Aquapuls*. Sistemul reprezintă o variantă îmbunătăţită a tunului cu gaze. Schema de principiu a sursei este ilustrată în figura 3.14.

Un amestec, precis măsurat, de propan şi oxigen este injectat într-o cameră de ardere din oţel şi iniţiat printr-o scînteie electrică. Creşterea presiunii rezultate cauzează expansiunea rapidă a unui manşon de cauciuc, ataşat la camera de explozie generînd un impuls acustic în apa înconjurătoare.

În momentul cînd manşonul atinge expansiunea maximă, o valvă se deschide permiţînd eliminarea produselor combustiei în atmosferă printr-un furtun de evacuare, eliminînd astfel efectul de bulă. Cînd faza de expansiune este terminată presiunea din interiorul manşonului este mai mică decît cea hidrostatică externă care contractă manşonul. Se creează un vacuum parţial în camera de explozie şi valva de evacuare se închide permiţînd încărcarea camerei pentru un nou ciclu.

Pentru obţinerea energiei necesare se folosesc mai multe camere simultan şi însumări de trase provenite de la explozii diferite. Obişnuit se foloseşte o configuraţie de 4 unităţi care asigură înregistrări echivalente cu exploziile convenţionale de 50 kg. dinamită.

d. *Sistemul G.A.S.S.P. (Gas Source Seismic Profiler).* Sistemul utilizează explozia unor amestecuri de acetilenă și oxigen conținute în module formate din tuburi de neopren lungi de 7 m. În urma exploziei se creează o undă de șoc generatoare de unde seismice.

Energia explozivă mai mare a acetilenei în comparație cu propanul reprezintă un avantaj al sistemului. Presiunile create sînt de

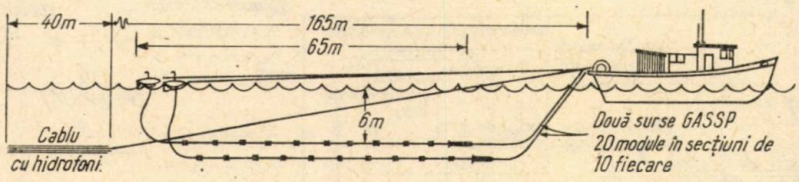


Fig. 3.15. — Schema sursei cu gaze de profilare seismică (*GASSP*).

ordinul a 21 kg. cm^{-2} (300 P.S.I.) cu amplitudini maxime la frecvență de 40 Hz.

Modulele de explozie pot fi folosite singular sau grupate în serie, paralel sau mixt. Configurația unei astfel de surse este ilustrată în figura 3.15. Operația se realizează cu un singur vas prin metoda profilării continue. Sursa și receptorul sînt menținute la adîncime constantă (6 m). Amestecul gazelor se face sub apă la o distanță de 60 m. în spatele vasului.

Întreaga operație este automatizată și permite o ritmicitate de 5 — 6 s și timpi de reflexie de 3 — 4 s.

3.5.4. *Surse ce folosesc energia imploziilor. Sistemul Hidro-Sein.* Sistemul reprezintă adaptarea sursei mecanice de suprafață Terrapak la specificul prospecțiunii marine.

Sursa folosește pentru generarea energiei seismice fenomenul implozie care se produce prin deplasarea bruscă a două plăci amplasate la o anumită adîncime.

Cercetările au arătat că mișcarea plăcii atinge accelerația maximă în primele 9 milisecunde, iar viteza maximă în 24 milisecunde. Deplasarea plăcilor se face pe o distanță de 30 cm. determinînd formarea unei cavități.

În momentul formării cavității, capul hidrostatic al apei tinde să umple acest gol, dînd naștere imploziei care produce un impuls cu un spectru de frecvențe cuprins în gama frecvențelor seismice.

3.5.5. *Surse ce folosesc energia plăcilor vibratoare. Sistemul Vibroseis.* Necesitatea existenței unei surse de energie controlate cu putere de penetrație mare, sigură și inofensivă pentru viața marină a condus la adaptarea sistemului vibroseis utilizat în lucrările de pe uscat la condițiile prospecțiunii marine.

Principiul sistemului, ilustrat în figura 3.16 constă în injectarea consecutivă în sol prin intermediul unui vibrator „*A*" a unor frecvențe într-un anumit interval de timp și operarea asupra rezultatului, recepționat în „*B*", pentru obținerea unui impuls de aceeași formă ca aceluia care s-ar fi obținut dacă aceste frecvențe ar fi fost generate simultan.

Semnalul folosit pentru injectarea benzii de frecvențe în apă se numește „baleaj" sau semnal de referință. Durata lui este de 7 secunde, iar banda de frecvențe injectată este nerepetitivă și cuprinsă între 15-90 Hz.

Găsirea impulsurilor seismice din semnalul de referinţă şi cel înregistrat se obţine prin operaţia de „corelaţie" a celor două semnale care se realizează automat cu ajutorul corelatorului optic.

Notînd cu $s(t)$ semnalul emis de vibrator (baleiajul) şi prin $f(t-\tau_i)$ semnalele recepţionate la suprafaţă la timpii τ_i după ce au fost reflectate

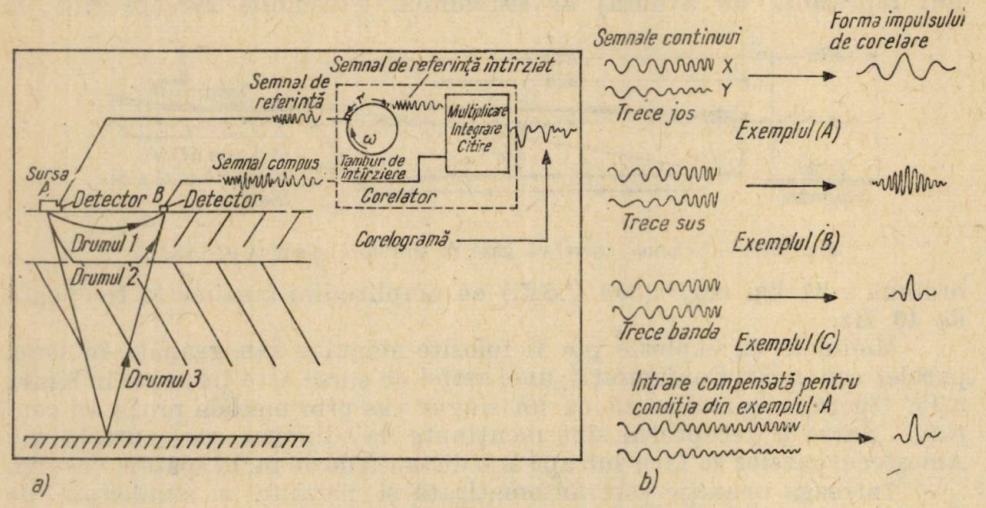


Fig. 3.16. *a*) — Schema sistemului Vibraseis.
b) Efectul aproximat al atenuării amplitudinii semnalului continuu asupra impulsului de corelare.

pe limitele de adîncime, expresia funcţiei de corelaţie încrucişată este dată de relaţia

$$C(\tau) = \int_0^t f(t-\tau_i)\cdot s(t)\mathrm{d}t. \tag{3.14}$$

Funcţia $C(\tau)$ care reprezintă înregistrarea prelucrată va prezenta maxime cînd τ_i va lua o valoare particulară corespunzătoare timpului de sosire a reflexiei la suprafaţă, iar amplitudinea lor va fi proporţională cu coeficienţii de reflexie ai limitelor reflectatoare respective.

Momentul zero al înregistrării este dat de funcţia de autocorelare a semnalului emis.

Alegerea semnalului de intrare ca durată şi conţinut în frecvenţe are un rol important în eficienţa sistemului. Baleajul este influenţat de caracteristicile de transmisie prin sol, influenţe ce determină distorsiuni ale semnalului ca urmare a acţiunii de filtraj a solului. Reducerea acestei influenţe se realizează prin alegerea conţinutului în frecvenţe a baleiajului astfel ca să se injecteze numai frecvenţele care participă în mod apreciabil la caracterul reflexiilor şi să se elimine total celelalte aşa cum este ilustrat în partea dreaptă a figurii 3.16. Exemplele de la *A* la *C* ilustrează cazurile posibile. Semnalul de referinţă nedistorsionat şi forma lui fără zgomot după traversarea prin sol sînt reprezentate prin trasele *X* şi respectiv Y.

Varianta marină a sistemului prezintă o serie de avantaje ca:
— eliminarea explozivului;
— posibilitatea lucrului în zone restrictive pentru dinamită;
— posibilitatea de precizare și selectare a frecvențelor de intrare;
— lipsa necesității compensării de fază (mediu omogen);
— ritmicitate ridicată.

3.5.6. *Surse ce folosesc energia descărcărilor electrice.* Descărcarea energiei electrice înmagazinată între doi sau mai mulți electrozi plasați în apa mării s-a dovedit că poate fi folosită la generarea energiei acustice în gama seismică.

Funcție de problemele de rezolvat, scopul prospecțiunii și nivelul de energie, s-au dezvoltat mai multe sisteme de profilare seismică:

a. *Sisteme dezvoltate de Teledyne Exploration Company (T.X.C.).* După nivelul de energie folosit se deosebesc trei sisteme:

— Sistemul SUBot — Subbotom Profiling System care folosește energii cuprinse între 100 — 5000 jouli.

— Sistemul S.S.P. — Seismic Section Profiler, care folosește energii cuprinse între 4 000 — 40 000 jouli.

— Sistemul S.S.P. de mare energie, care include o cameră separată a sursei și folosește energii cuprinse între 40 000 — 160 000 jouli.

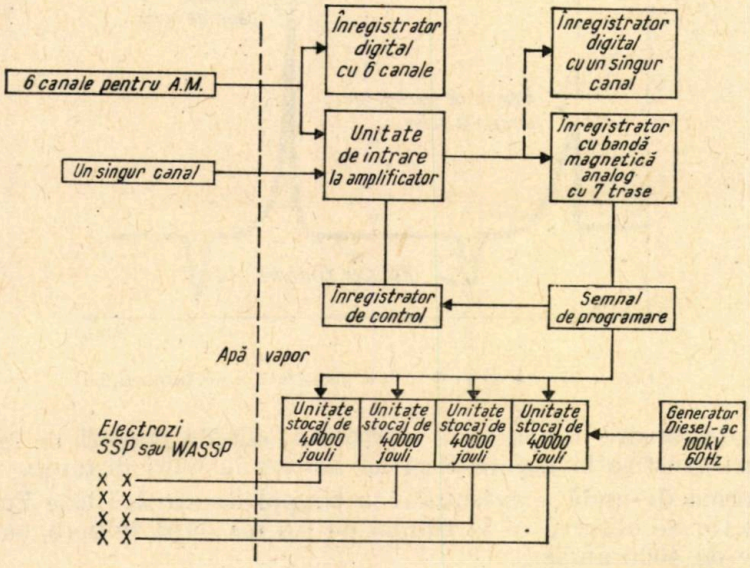


Fig. 3.17. — Diagrama bloc a sistemelor Teledyne.

Un bloc diagramă a sistemului de 160 000 jouli care este reprezentativ pentru toate grupele, este arătat în figura 3.17. Se distinge echipamentul remorcat de vas, cablul cu hidrofoni, sistemul de electrozi și echipamentul de pe vas format din sursa de energie (motorul Diesel,

unităţi modulare de stocare a energiei) şi sitemul de înregistrare care poate fi analog sau digital.

Sistemul de descărcare a energiei electrice constă din patru condensatoare de mare voltaj — fiecare cu energii de cîte 40 000 jouli — şi din patru perechi de cabluri terminate cu electrozi. Electrozii conduc curentul

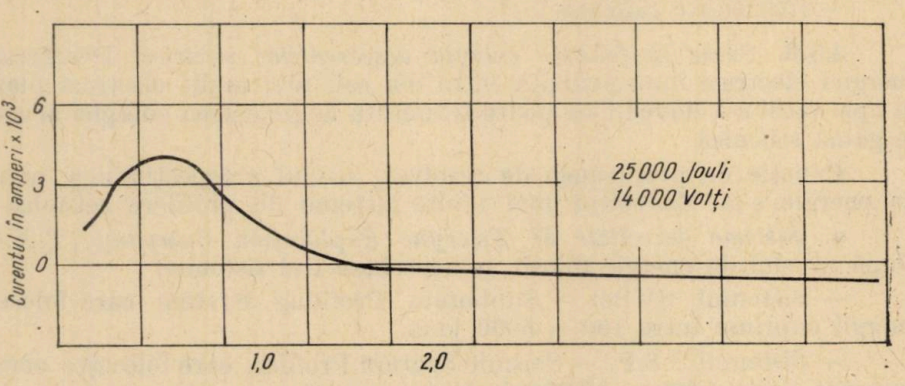


Fig. 3.18. — Forma de undă a curentului în sistemul *S.S.P.*

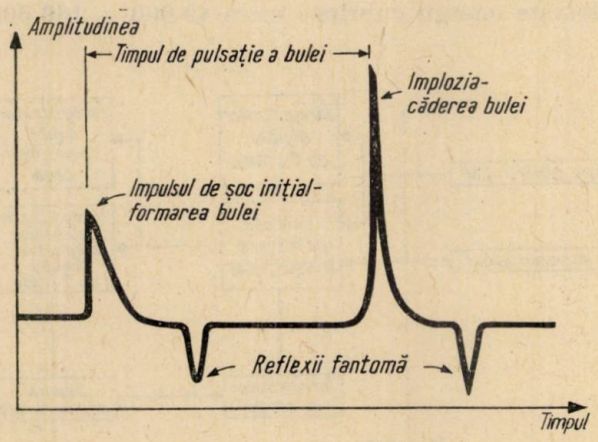


Fig. 3.19. — Forma de undă idealizată a presiunii bulei.

înalt de descărcare în apă unde se creează bule de vapori ce generează impulsuri acustice la fiecare electrod aditive la mari distanţe.

Forma de undă a curentului în timpul descărcării este ilustrată în figura 3.18. Se observă că la timpul de 0,5 ms după iniţiere, curentul de vîrf este de 4000 amperi.

Bulele create de curentul de descărcare sînt formate din vapori şi particole ionizate care generează impulsuri de presiune înaltă. O formă idealizată a undei de presiune produsă de una din aceste bule de vapori este arătată în figura 3.19. Se observă că bula de vapori datorită încălzirii rapide a apei creează o undă de şoc cu o creştere bruscă. Acest impuls de presiune scade exponenţial odată cu expansiunea bulei cînd datorită răcirii, vaporii

se întorc la forma lichidă și bula se prăbușește (implodează) producînd un impuls intens de presiune secundar. Se remarcă următorii parametrii :

— *presiunea de vîrf* a impulsului de șoc inițial determinat de tensiunea de operare. Pentru sistemul S.S.P. de 15 kV la distanța de 90 cm este de 3,5 kg cm^{-2}.

— *timpul de existență* al bulei determinat de relația

$$T_B = KW^{1/3} = \frac{AW^{1/3}}{(d+33)^{5/6}} \tag{3.15}$$

unde

T este timpul de trăire al bulei,
W — energia stocată,
d — adîncimea sub suprafața apei,
A — include factori ca salinitatea, suprafața electrodului etc.

— *implozia* (prăbușirea bulei) creează un impuls de presiune de amplitudine mare, aproape de un ordin de mărime mai mare decît impulsul de șoc inițial și de durată mai scurtă.

Trebuie înțeles că forma de undă totală, impulsul inițial de șoc plus implozia, furnizează componentele de frecvență joasă observate și calculate pentru această sursă și care sînt necesare pentru penetrații mari.

În tabela 1 se arată un sumar al principalelor caracteristici ale sistemelor Teledyne.

Tabela 1

Sistemele de explorare teledyne

	Subot	SSP	WASSP
Puterea electrică de intrare	5,000 Jouli	160,000 Jouli	120,000 Jouli
Energia echivalentă	5,000	160,000	500,000
Durata bulei la puterea maximă	8—9 ms	21—23 ms	33 ms
Gama de programare a puterii de intrare Durata bulei în ms	100—5,000 Jouli 1—8 ms	4,200—160,000Jouli 8—23 ms	4,200—120,000 Jouli 14—35 ms
Vîrful spectrului de putere	125—1,000 cps(Hz)	45 cps (Hz)	30 cps (HZ)
Gama frecvențelor folosite	5—1,000 cps (Hz)	25—125 cps (Hz)	15—60 cps (HZ)
Ritmul maxim de aprinderi	240 Aprind/min	15 Aprind/min	15 Aprind/min
Adîncimile de investigație așteptate	0,25—1,5 s 300′—2,000′	2—4 s 5,000′—15,000′	3—5 s 10,000′—20,000′
Cerințele de combustibil ale motorului Diesel	2 gal/h	6 gal/h	6 gal/h
Alte cerințe	Nu	Nu	1 livre/sîrmă/h

b. *Sisteme dezvoltate de Edgerton International.* Acest grup de surse au fost dezvoltate în special pentru penetrații mici și rezoluții înalte.

O schemă funcțională a lor este arătată în figura 3.20 în care se pot distinge patru elemente funcționale principale:

— sursa de energie;
— sursa de sunet;

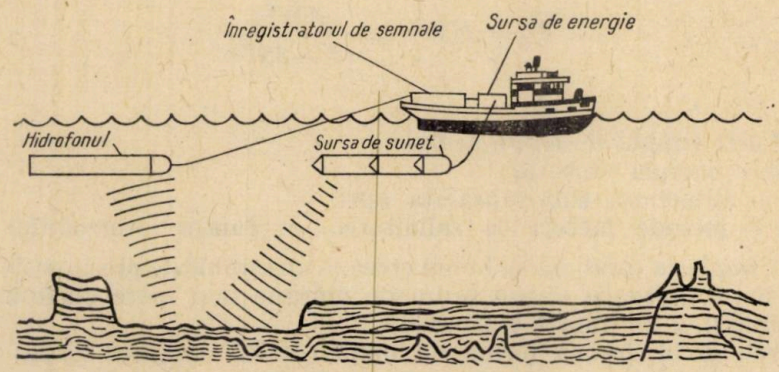


Fig. 3.20. — Schema funcțională a sistemelor dezvoltate de Edgerton Inernational.

— cablul cu hidrofoni pentru recepție;
— înregistrator de semnal.

Cele mai semnificative diferențe între aceste sisteme se referă la:

— sursele de sunet folosite;
— cantitatea de energie aplicată la realizarea lor.

Principalele sisteme din această grupă sînt:

— sistemul Pinger,
— sistemul Boomer,
— sistemul Sparker.

Sistemul Pinger este format dintr-un transmițător piezoelectric care transmite un semnal foarte scurt de frecvență înaltă (6-12 kHz). Ritmul înregistrărilor este de pînă la 20 pe secundă, iar puterea de penetrație pînă la 15-20 m.

Sistemul Boomer permite penetrații pînă la 50 m sub fundul mării. Cum se poate vedea în figura 3.21 el este format dintr-o placă de aluminiu ce este respinsă cu violență de un electromagnet în care este trimisă o descărcare electrică cu o energie mai mare de 1000 jouli. Această respingere instantanee, generează un impuls sonor puternic cu un spectru de frecvențe cuprins între 500-800 Hz. Durata de transmisie a impulsului este de 0,1 ms, iar ritmicitatea operației de 20 impulsuri pe secundă.

Cu acest sistem se obțin înregistrări cu rezoluție ridicată și cu penetrații de ordinul a 50 m.

Sistemul Sparker folosește o descărcare electrică între doi electrozi concentrici introduși în apa mării. Această descărcare generează o bulă de vapori care prin spargere generează un impuls acustic de înaltă intensitate.

Eficacitatea conversiei energiei electrice în impulsuri sonore este mai mare decît la Boomer, asigurînd o penetrație de ordinul a 1500 m.

Cînd obiectivul principal al prospecțiunii îl constituie penetrația, sistemul de bază 20 000 — 40 000 jouli poate fi crescut, în mod convenabil cu module de energie pînă la orice limită dorită (100 000 jouli).

Sistemul cuprinde dispozitive pentru producerea energiei, baterii de condensatori, întrerupători, amplificatori și înregistrator special.

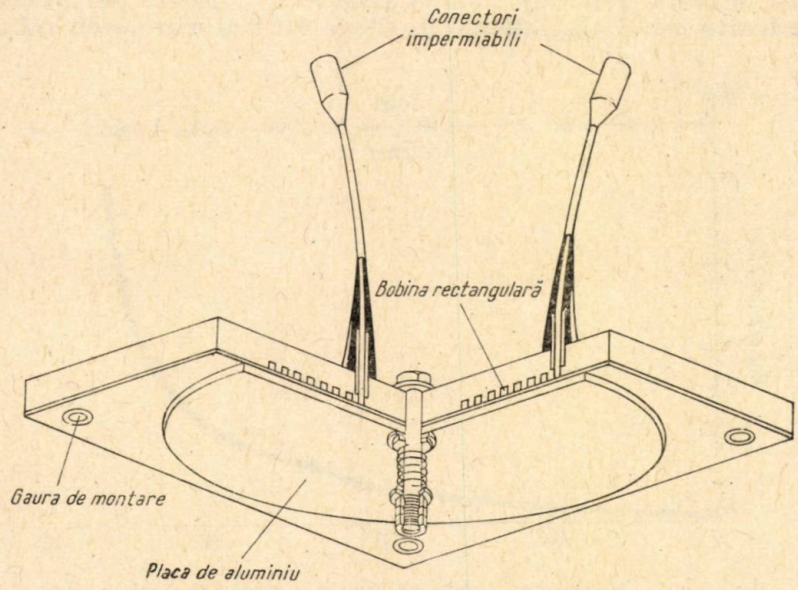


Fig. 3.21. — Mecanismul sursei Boomer.

Ritmicitatea descărcărilor este de 5—10 descărcări pe secundă permițînd tehnica compunerilor verticale și acoperirii multiple în sistemul profilării continue.

3.5.7. *Surse ce folosesc energia conductorilor explodați. Sistemul WASSP.* (*Sursă de profilare seismică cu arc de sîrmă*) Sistemul a fost dezvoltat de Teledyne Exploration Company în scopul măririi energiei acustice a surselor electrice de generare. Prin folosirea fenomenului de explozie a unui conductor se poate crește în mod substanțial eficiența conversiunii energiei electrice în energie acustică.

După cum este cunoscut, fenomenul de explozie a unui conductor constă în descărcarea unei cantități mari de energie, în timp foarte scurt, într-un conductor metalic, obișnuit de cupru, de lungime mică (5—10 cm) și secțiune de 10/2500 dintr-un centimetru.

Energia este stocată într-o baterie de condensatoare de înaltă tensiune. Un comutator declanșator conectează curentul prin conductorii mari la conductorul metalic subțire. Datorită introducerii rapide a energiei într-un volum mic de sîrmă, rezistența ei se schimbă în mod marcant în timpul primelor milisecunde, conform curbei ilustrate în figura 3.22.

Dacă se plasează conductorul subțire de sîrmă între doi electrozi sub apă, în timpul descărcării se observă o fulgerare și o mișcare violentă a apei similară cu o mică explozie chimică, care generează un impuls

de şoc iniţial, de mărime însemnată, urmat de un impuls de implozie, care constituie sursa de energie acustică.

Apariţia impulsului de şoc în regiunea plasmei (canalul de scînteie dezvoltat între electrozii ce fixează conductorul de sîrmă) se datoreşte dilatării foarte rapide a regiunii plasmei care apasă asupra apei inerte din jur. Această împingere rapidă generează impulsul de presiune iniţial de foarte înaltă amplitudine, de cîteva ori mai mare decît cel obţinut

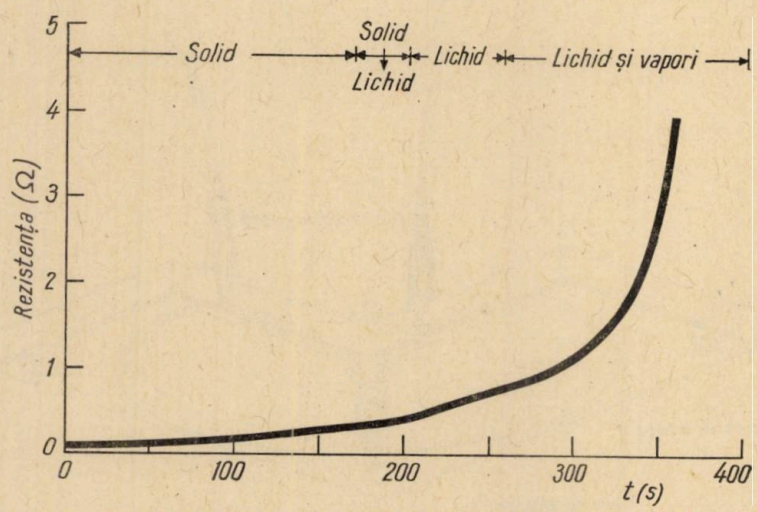


Fig. 3.22. — Modificarea rezistenţei cu schimbarea fazestării sîrmei.

cu surse standard de descărcări electrice. În timp ce ambele surse creează regiuni de plasmă în apă, explozia sîrmei descarcă un procent mult mai mare de energie electrică utilizabilă în canalul de scîntei care la WASSP se extinde complet între electrozi. O parte din energia creeată în regiunea plasmei este utilizată ca acţiune mecanică pentru generarea impulsului iniţial de presiune, iar o altă parte este eliberată ca radiaţie termică din care o anumită cantitate este absorbită de apa înconjurătoare formînd o bulă. Această bulă de explozie conţine vapori în variate stări termodinamice. Fiind sub presiune înaltă, bula creşte pînă la un volum unde toată energia cinetică a fost transferată apei înconjurătoare. În acel moment energia potenţială crescută a apei se descarcă asupra bulei şi forţa ei contractează vaporii răciţi şi condensaţi provocînd „implozia" bulei.

Se disting patru faze în creşterea şi descreşterea bulei care se succed la intervale scurte :

— iniţială la $t = 0{,}001$ s.
— explozia la $t = 0{,}004$ s.
— diametrul maxim la $t = 0{,}016$ s.
— căderea la $t = 0{,}028$ s.

Timpii indicaţi sînt pentru un sistem WASSP de 30 000 jouli.

Sistemul WASSP generează o undă de presiune de formă foarte similară cu cea generată de dinamită.

Sistemul de lucru WASSP este similar cu celelalte surse care folosesc descărcările electrice. Diagrama bloc a sistemului este aceeași cu a sistemului S.S.P. și este arătată în figura 3.18. Caracteristicile lui principale sînt prezentate în tabela 2, iar parametrii importanți comparativ cu sistemele SUBOT și SSP, sînt prezentați în tabela 1.

Experiențele au arătat că sistemul WASSP este superior celorlalte sisteme care folosesc descărcări electrice, atît din punct de vedere al energiei generate cît și a parametrilor electrici și acustice.

Tabela 2

1. Folosește echipamentul existent a sistemului SSP
   - *A.* Moduli de stocare
   - *B.* Aceeași sursă de alimentare
   - *C.* Aceeași comandă electronică
   - *D.* Aceiași condensatori, comutatori de curent
2. Generează putere acustică de 4—5 ori mai mare; obține o conversiune mai ridicată a energiei electrice în energie acustică.
3. Forma de undă produsă are următoarele trăsături
   - *A.* Reproductibilă
   - *B.* Impuls de presiune inițial de mare amplitudine
   - *C.* Impuls de implozie curat
   - *D.* Frecvența pulsației bulei în zona 30—40 Hz
4. Utilizabil în ape dulci și sărate
5. Ritmul de aprindere mai mare de 15/min (la interval de 4 s) la unitatea de 30 kj
6. Aparate simple de bord.

§ 4. PROPAGAREA UNDELOR

Propagarea undelor în seismica marină și fenomenele specifice care însoțesc această propagare sînt determinate de prezența stratului de apă în care are loc generarea.

În afara menținerii condițiilor omogene de propagare și recepție pe toată lungimea profilului, apar o serie de particularități privind : viteza de propagare și absorția undelor, componența tabloului ondular perturbator precum și apariția fenomenului de reverberație și a efectului de bulă.

4.1. Viteza de propagare

În stratul de apă, viteza de propagare a undelor seismice depinde în mod special de temperatura, salinitatea și adîncimea apei. Relația folosită în mod frecvent de acusticienii submarini are forma :

$$V = 141\,000 + 421t - 3{,}7t^2 + 110S + 0{,}018h \qquad (4.1)$$

unde

V este viteza de propagare în cm/s,
t — temperatura în °C,
S — salinitatea în părți la mie,
h — adîncimea în cm.

Funcție de valorile acestor parametri vitezele pot varia de la $\pm$ 40 m/s pînă la 1500 m/s. Aceste variații pot cauza deviații importante ale razelor seismice în incidența oblică, creind chiar fenomene de ghid de unde.

În sedimentele de fund, noroaie, mîluri, viteza este adeseori apropiată de viteza sunetului în apă.

În sedimentele consolidate de sub fundul mării este de mai multe mii de metri pe secundă.

4.2. Absorbția undelor

Absorbția energiei seismice în stratul de apă este relativ redusă, de ordinul a 10^{-4} decibeli pe lungimea de undă față de cîțiva decibeli în sedimente.

Reiese că pătrunderea în sedimente, sub fundul mării, va fi destul de limitată și cu atît mai slabă cu cît frecvențele sînt mai ridicate. De exemplu, în sedimentele impregnate în care viteza este de 1500 m/s și absorția de un decibel pe lungimea de undă se va înregistra o atenuare de 60 dB la capătul a:

— 900 metri pentru o frecvență de 100 Hz;
— 90 metri pentru o frecvență de 1 000 Hz;
— 9 metri pentru o frecvență de 10 000 Hz.

4.3. Fenomenul de reverberație marină și reflexie multiplă

Stratul de apă, limitat de două interfețe de contrast acustic puternic, determină prezența unei capcane pentru energia seismică generată în interiorul său.

Un impuls generat în stratul de apă sau intrînd în el venind din sedimentarul de sub fundul mării, va fi reflectat în mod succesiv între cele două interfețe cu un interval de timp egal cu de două ori timpul de parcurs și cu o amplitudine a cărei descreștere depinde de coeficienții de reflexie a-i celor două limite. Aceste oscilații succesive care se amortizează foarte lent datorită absorbției mici, sînt cunoscute sub numele de reverberații. Fenomenul se explică prin jocul energiei în stratul de apă. Intensitatea lui depinde de coeficientul de reflexie al fundului mării, de grosimea stratului de apă și de adîncimea de plutire a cablului seismic.

În ape cu adîncimi mai mari de 30 metri fenomenul se traduce prin repetiții a căror distanțare în timp reprezintă durata traseului dus și întors prin apă.

În ape puțin adînci, mai mici de 30 metri, repetițiile restrîngîndu-se la maximum fac loc punerilor în fază aparent sinusoidale, fenomen cunoscut sub numele de pedalaj.

Două astfel de înregistrări înainte și după tratare sînt prezentate în figura 4.1 și 4.2.

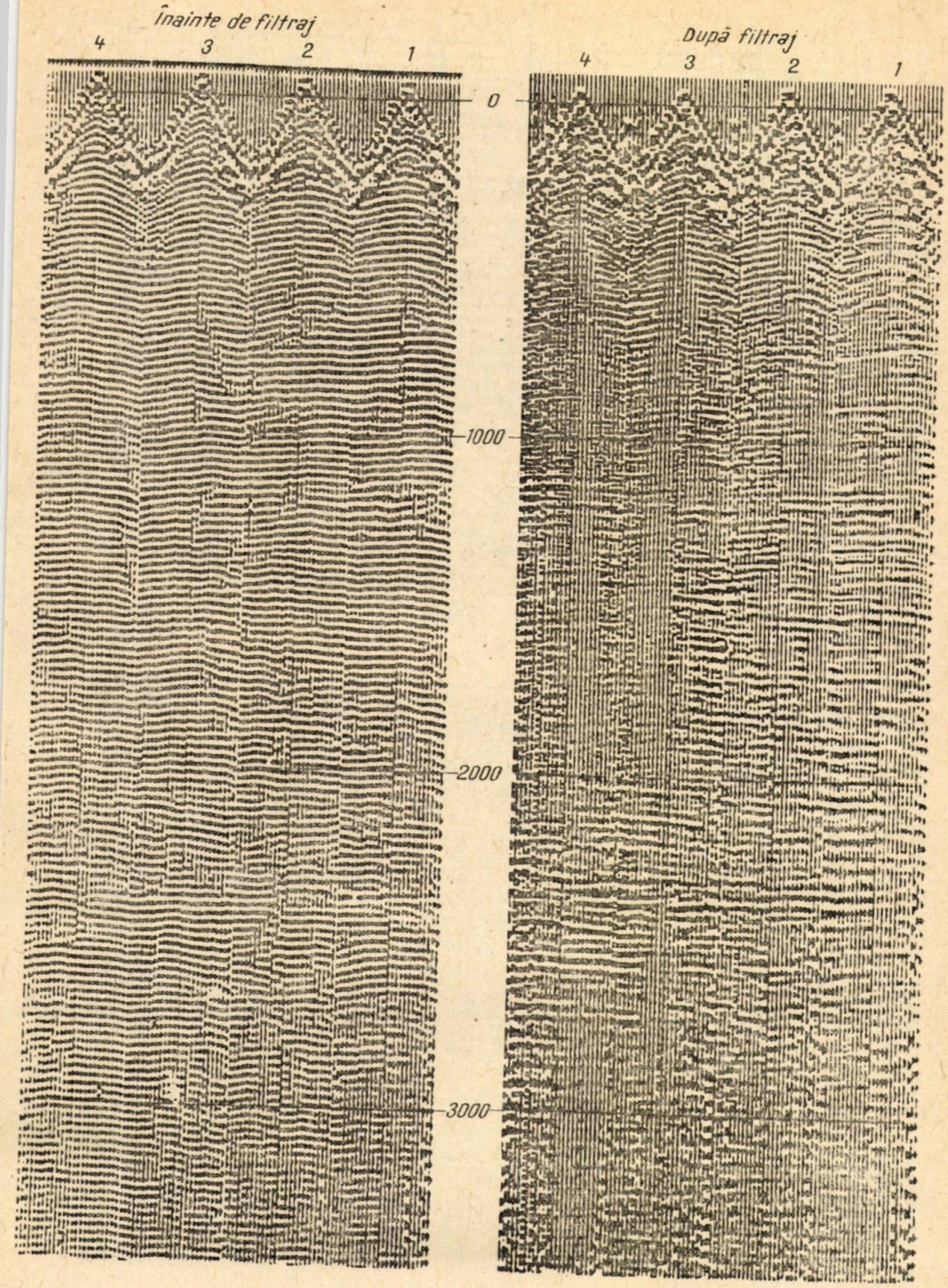


Fig. 4.1. — Secţiune marină cu ,,Pedalaj'' înainte şi după filtraj.

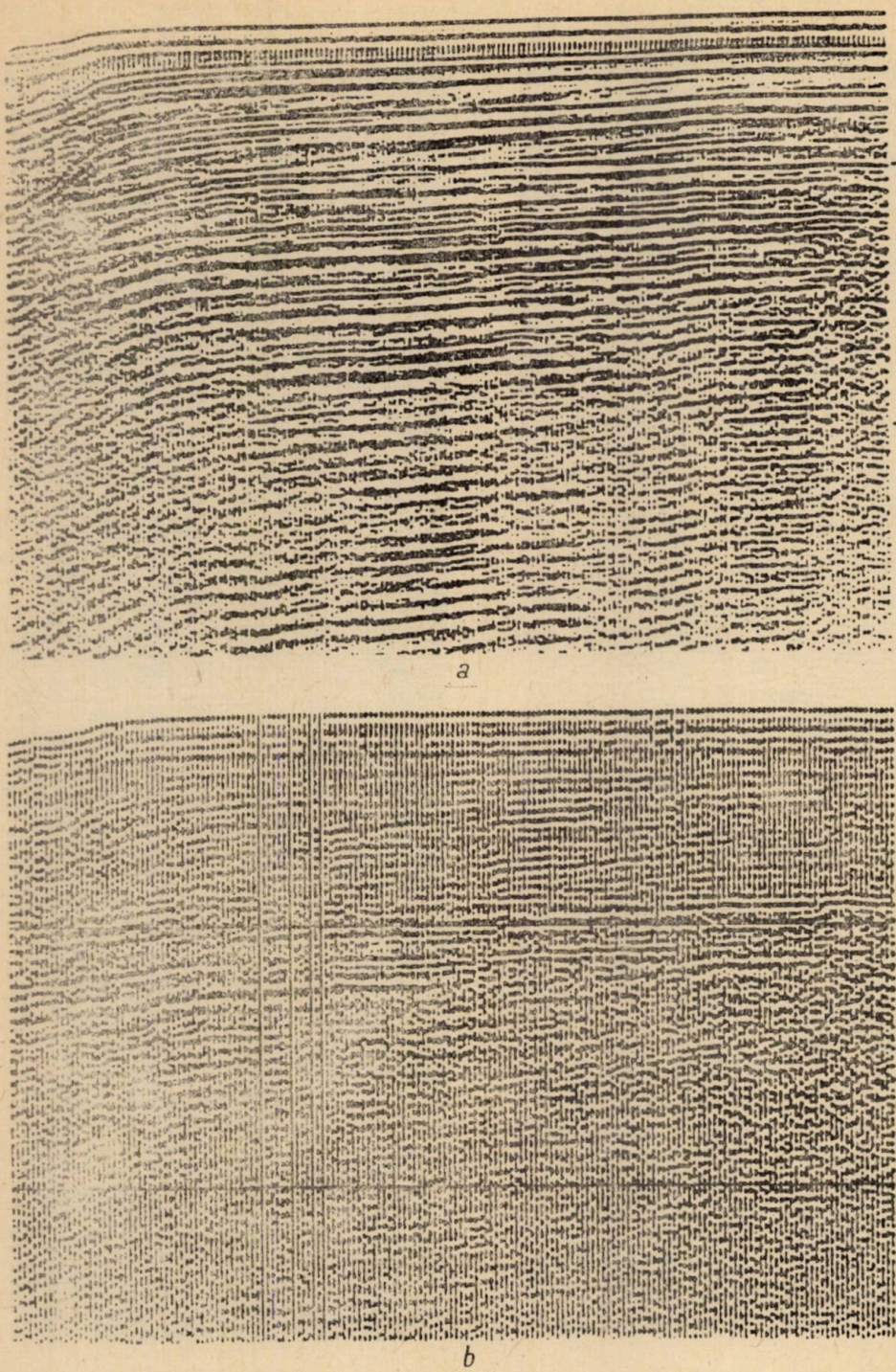


Fig. 4.2. — Exemplul de secțiune obținută pe platoul continental.

a) secțiune originală;

b) secțiune tratată.

Fenomenul reverberației apei a fost pentru prima oară observat pe înregistrările seismice din Golful Persic. Ulterior el a fost recunoscut ca o serioasă și răspîndită limitare în obținerea unor informații structurale reale în Lacul Maracaibo, Golful Mexic, într-un anumit grad, fiind prezent în orice operațiune seismică marină.

Studiul acestui fenomen pe date reale și pe modele teoretice a constituit preocupările mai multor cercetători printre care Burg (1951), Sara-

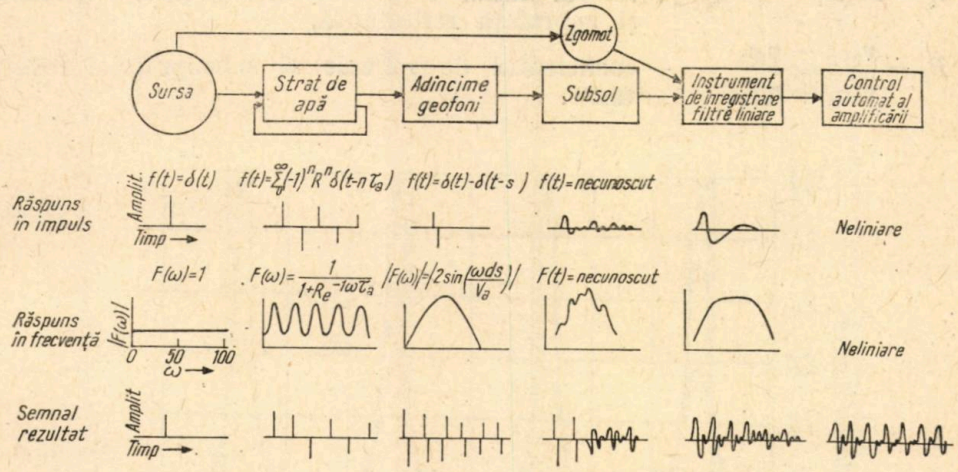


Fig. 4.3. — Tehnica reflexiei marine în termeni de filtru liniar.

fian (1956), Poulter (1950), Backus (1959), Damotte (1961), D. Middleton, Whittlesey (1969) etc.

Backus (1958) consideră fenomenul de reverberație ca un efect de filtraj al stratului de apă și al adîncimii la care sînt amplasați detectorii. În figura 4.3 se dă după Backus (1958) o schemă a factorilor care acționează asupra datelor în seismica marină. Sursa de generare produce o perturbație care pe scara timpului seismic poate fi privită ca un impuls de presiune pozitiv (Cole 1948) ce reverberează în stratul de apă producînd o serie de impulsuri. Semnalul are mai departe o formă în acord cu poziția detectorilor față de suprafața liberă care are de asemenea un efect de filtru asupra datelor. Semnalul reverberat este transmis în subsuprafață și apoi este simplu reflectat pe limitele de contrast ajungînd din nou în stratul de apă unde reverberează iarăși înainte de a fi recepționat. Deci reflexiile primare trec prin două secțiuni ale filtrului stratului de apă. Datele sînt apoi trecute prin filtrele aparaturii după care sînt tratate nelinear prin controlul automat al amplificării (A.G.C.).

Deci, prezența stratului de apă și adîncimea de amplasare a detectorilor, au în procesul de propagare efecte filtrante asupra undelor seismice.

Pentru evaluarea acestor efecte se iau în considerație următoarele notații conform părții de jos a figurii 4.4

d_s este adîncimea detectorului,

d_w — adîncimea stratului de apă,

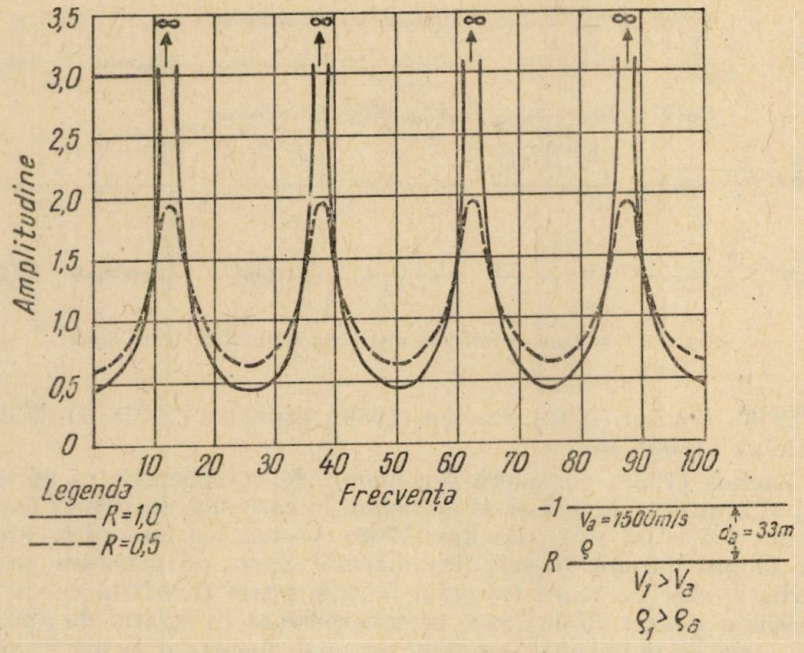
$\tau_s = 2\,d_s/V_w$ — timpul dublu de parcurs între detector și suprafața apei,

$\tau_w = 2\,d_w/V_w$ — timpul dublu de parcurs între suprafață și fundul apei,

$R = \dfrac{v_1\rho_1 - v_w\rho_w}{v_I\rho_I + v_w\rho_w}$ — coeficientul de reflexie al interfeței apă/rocă,

$\tau_1 = 2d_1/v_1$ — timpul dublu de parcurs între fundul oceanului și suprafața reflectantă,

$R_1 = \dfrac{v_2\rho_2 - v_1\rho_1}{v_2\rho_2 + v_1\rho_1}$ — coeficientul de reflexie al subsuprafeței reflectante.



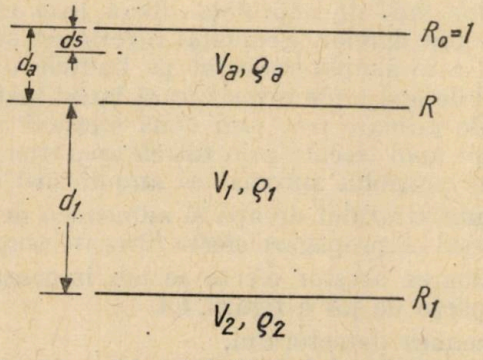


Fig. 4.4. — Efectul de filtru al stratului de apă.

Se consideră o undă generată în stratul de apă reflectată pe fundul apei și care ajunge la detector la $t = 0$. Ieșirile detectorului vor reprezenta reflexii succesive între limitele stratului de apă de forma

$$g(t) = \delta(t) - \delta(t - \tau_s) - R\delta(t - \tau_w) + R\delta(t - \tau_w - \tau_s) + R^2\delta(t - 2\tau_w) =$$

$$= \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n R^n \delta(t - n\tau_w) - \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n R^n \delta(t - n\tau_w - \tau_s) =$$

$$= f(t) - f(t - \tau_s) \tag{4.1}$$

unde $f(t) = \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n R^n \delta(t - n\tau_w)$.

Ecuația (4.1) reprezintă răspunsul în impuls a filtrului echivalent a efectului stratului de apă și a adîncimii detectorului. Ea poate fi descompusă în două părți corespunzătoare celor două efecte filtrante.

4.3.1. *Efectul filtrant al stratului de apă.* Se ia în considerație prima parte a ecuației (4.1)

$$f(t) = \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n R^n \delta(t - n\tau_w). \tag{4.2}$$

Răspunsul în frecvență echivalent ecuației (4.2) este de forma

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n R^n \delta(t - n\tau_w) e^{-j\omega t}\, dt = \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n R^n e^{-jn\omega\tau_w}. \tag{4.3}$$

Relația reprezintă dezvoltarea binomială pentru

$$F(\omega) = \frac{1}{1 + Re^{-j\omega\tau_w}}, \tag{4.4}$$

de unde

$$|F(\omega)| = [1 + R^2 + 2R\cos(\omega\tau_w)]^{-1/2} \tag{4.5}$$

$$\Phi(\omega) = \mathrm{tg}^{-1} \frac{R\sin(\omega\tau_w)}{1 + R\cos(\omega\tau_w)}. \tag{4.6}$$

Graficul ecuației (4.5) este ilustrat în figura 4.4 pentru parametrii indicați pe figură. Reiese că stratul de apă este echivalent cu un filtru în formă de pieptene cu vîrfuri ascuțite de rezonanță la o frecvență fundamentală și la armonici impare. Datele înregistrate după ce trec prin acest filtru capătă caracterul repetitiv aparent sinusoidal al reverberațiilor.

Pentru diferite adîncimi ale apei scara frecvenţelor este mai extinsă sau mai comprimată. Funcţie de valorile coeficientului de reflexie al fundului variază gradul de vîrf la schimbările rezonanţei.

Stratul de apă are un efect filtrant şi asupra undei seismice reflectate ce vine de sub fundul mării. Pentru a evalua acest efect se consideră generarea în sistem a unei unde de presiune plană propagîndu-se în jos avînd originea timpului $t = 0$ la adîncimea $Z = ds$ corespunzătoare adîncimii detectorului (partea de jos a figurei 4.4).

În afara semnalului blocat în stratul de apă (ecuaţia (4.1)), hidrofonul va detecta şi energia reflectată de la interfaţa de sub fundul apei care va fi de forma :

$$f_1(t) = (1-R^2)\, R_1 \delta(t - \tau_1 - \tau_w + \tau_s), \tag{4.7}$$

unde

$1 - R^2$ este coeficientul de transmisie pe două căi la interfaţa rocă/apă.

La timpul

$$t = [\tau_1 + (n+1)\, \tau_w + \tau_s]$$

se vor detecta $(n+1)$ sosiri în fază, reflectate odată de la interfaţa de sub fundul apei şi reflectate de „n" ori de fundul apei. Semnalul de presiune rezultant este de forma

$$g'(t) = f'(t) - f'(t - \tau_s), \tag{4.8}$$

unde

$$f'(t) = (1 - R^2) R_1 \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n (n+1) R^n \delta[t - \tau_1 - (n+1)\tau_w + \tau_s].$$

În mod similar, dacă se consideră toate drumurile de propagare posibile asociate cu reflexia de pe limita de sub fundul apei, însumînd sosirile în fază, semnalul cules de detector este de forma (Backus 1958) :

$$g(t) = \delta(t) + f(t) - f(t - \tau_s), \tag{4.9}$$

unde

$$f(t) = \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^{n+1} R^n \delta(t - n\tau_w + \tau_s) +$$

$$+ \sum_{j=1}^{j=\infty} R_1^j \sum_{k=0}^{k=j-1} (-1)^k (1 - R^2)^{(j-k)} \cdot R^k \cdot$$

$$\cdot \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(n+j-k)!}{(j-k)!\, n!} (-1)^{n+j-k+1} R^n \delta[t - j\tau_1 - (n+j-k)\tau_w + \tau_s],$$

unde

— al j lea termen reprezintă toată energia care a fost reflectată în sus de la interfața de adîncime de j ori;
— al k lea termen pentru un j particular reprezintă toată energia care a fost reflectată în sus de j ori de la reflectorul de adîncime și a suferit k reflexii în jos de la fundul apei;
— al n lea termen reprezintă energia pentru un j și k dat, care a fost multiplu reflectată de n ori în capcana stratului de apă;
— multiplicatorul $\frac{(n+j-k)!}{(j-k)!\,n!}$ pentru un j,k și n dat reprezintă numărul de perturbări posibil a segmentelor diferite de drumuri de propagare.

Semnalul reflectat dorit, în ecuația (4.9) este numai termenul al doilea al sumei pentru $j = 1$; $k = 0$; $n = 0$. Toți ceilalți termeni reprezintă reverberații datorită filtrului stratului de apă și secțiunii multiplelor.

4.3.2. *Efectul filtrant al adîncimii detectorului.* Pentru această evaluare se ia în considerație partea a doua e ecuației (4.1) care spune că efectul adîncimii detectorului este echivalentă cu a unui filtru cu un răspuns în impuls de formă

$$f_p(t) = \delta(t) - \delta(t - \tau_s). \tag{4.10}$$

Relația (4.10) exprimă faptul că pentru o undă care se propagă în sus în stratul de apă, detectorul recepționează sosirea directă și reflexia de la suprafață apă/aer. Răspunsul în frecvență a unui asemenea filtru este de forma (Backus 1958):

$$F_p(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} [\delta(t) - \delta(t - \tau_s)]e^{-j\omega t}\,dt = 1 - e^{j\omega\tau_s}. \tag{4.11}$$

De unde se deduce răspunsul în amplitudine și fază:

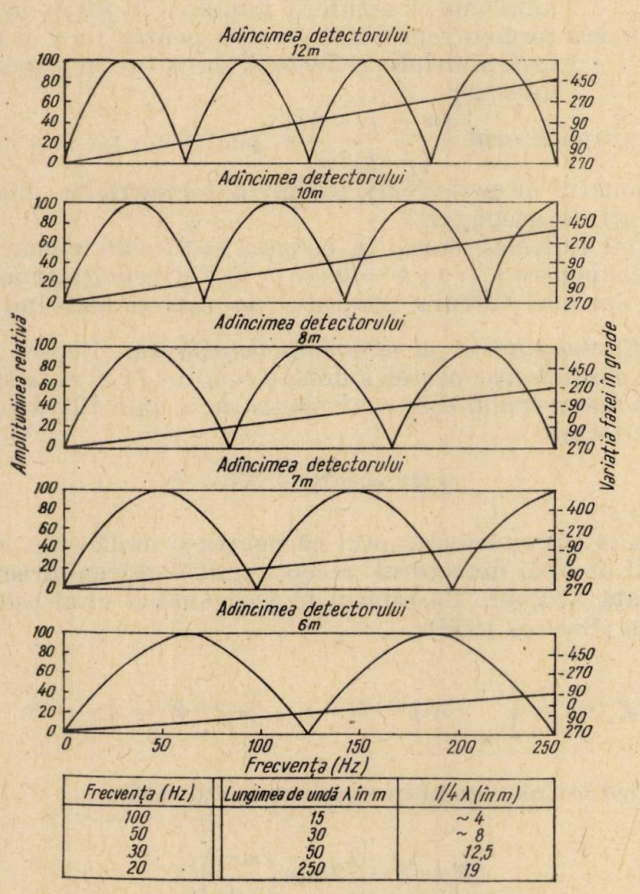
$$|F_p(\omega)| = \left|2\,\sin\left(\frac{\omega\tau_s}{2}\right)\right|,$$

$$\Phi_p(\omega) = \frac{3}{2}\pi - \frac{\omega\tau_s}{2}.$$

Acest răspuns este ilustrat în figura 4.5 pentru diferite adîncimi ale detectorului. Aceleași considerațiuni sînt valabile și pentru efectul filtrant al adîncimii sursei de generare. Influența acestor efecte pe forma semnalului rezultant este ilustrată în figura 4.6.

Din cele prezentate reiese că fenomenul reverberației este rezultatul efectului filtrant al stratului de apă și al adîncimii detectorului și se manifestă prin repetiții în fază care acoperă informația utilă.

Pe înregistrările marine, apar frecvent în afara reverberațiilor reflexii multiple cu amortizare mare în timp. Ele reprezintă jocul energiei elastice între diverse contraste de rezistivitate acustică din pachetul sedimentar și limitele suprafeței apă-aer și fundul mării. Pentru evidențierea acestor tipuri de unde se utilizează timpii lor de apariție și determinările de viteze efective.



Frecvența (Hz)	Lungimea de undă λ în m	1/4 λ (în m)
100	15	~ 4
50	30	~ 8
30	50	12,5
20	250	19

Fig. 4. 5. — Eectu de fitru al adîncimii detectorului.

Savit (1968) consideră pentru clasificarea reflexiilor multiple faptul că energia generată în stratul de apă revenind la suprafață trebuie să sufere un număr impar de reflexii :

— dacă numărul impar este 1, sosirea este o reflexie primară ;

— dacă numărul reflexiilor este 3, sau mai mare, sosirea este o reflexie multiplă ;

— ordinul multiplei este dat de n cînd numărul reflexiilor este $2n+1$.

După drumul parcurs și numărul de suprafețe de reflexie se disting două tipuri de multiple :

— *reflexii multiple cu drum complet* sînt acelea ale căror puncte de reflexie se situează numai pe suprafața apă/aer și pe un orizont reflectator de sub fundul mării. Dacă limita reflectantă este paralelă cu suprafața apă/aer, multiplele cu drum complet au timpi de parcurs care sînt multipli întregi ai timpului de parcurs al reflexiei primare asociate :

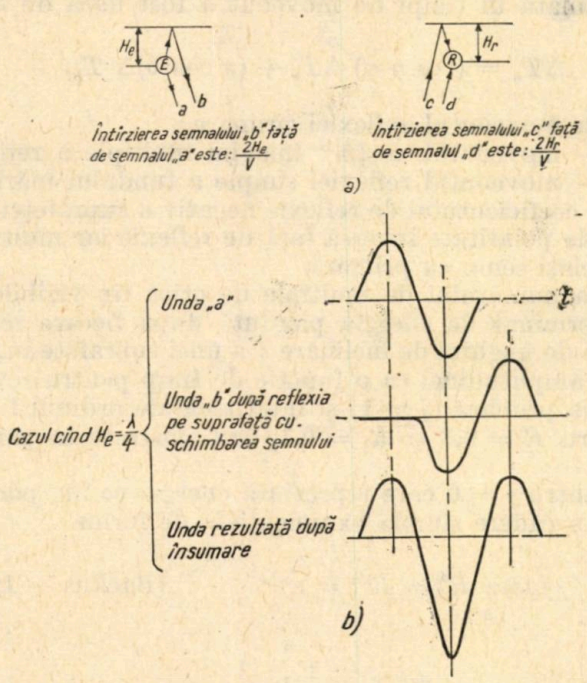


Fig. 4.6. — Efectul filtrant al adîncimii sursei și detectorului asupra formei semnalului :

a) — Semnalul *a* este semnalul emis de sursa de energie; $a + b$ este semnalul transmis în jos care după ce a fost reflectat devine semnalul *c*; — semnalul rezultant este combinația semnalului *c* cu semnalul *d*.

b) — Efectul de filtrare datorit adîncimii emițătorului și receptorului.

$$T_n = nT_r, \qquad 4.12$$

unde

T_n este timpul de reflexie a multiplei n
T_r — timpul de reflexie a primarei
n — număr întreg.

În cazul cînd orizontul reflectator face un unghi cu suprafața aer/apă relația (4.12) are o formă mai generală :

$$T_n = T_r \sin (n + 1)\, \alpha / \sin \alpha. \qquad (4.12\ a)$$

— *reflexii multiple interne* sînt acelea în care sînt cuprinse încă cel puțin două suprafețe de reflexie altele decît suprafața apă/aer. În această categorie intră cazurile de reverberație marine discutate la care j, k și n

sînt diferite de zero (ecuaţia (4.9)). Dintre acestea, cazurile cele mai frecvent întîlnite în activitatea marină sînt acelea în care o undă a fost odată reflectată de la o suprafaţă de adîncime şi de n ori reflectată între suprafaţa apă/aer şi fundul mării. Dacă se consideră că reflectatorul adînc are o înclinare θ, iar fundul mării o înclinare φ, ecuaţia aproximativă a acestui tip de multiple exprimată în timpi de moveout a fost dată de Savit (1968):

$$\Delta T_n = (\cos n\,\varphi)\,\Delta T_r + (n \cos \theta)\Delta\, T_B, \qquad (4.13)$$

ΔT_r este moveoutul reflexiei primare;
ΔT_n — moveoutul *a* „*n*“ imagini multiple a reflexiei primare;
ΔT_B — moveoutul reflexiei simple a fundului mării.

Datorită coeficientului de reflexie negativ a suprafeţei apă/aer prima multiplă este de polaritate inversă faţă de reflexie iar multipla de ordinul doi este de acelaşi semn cu primara.

Limitarea numărului de multiple de orice tip vizibile pe o înregistrare este determinat de energia pierdută după fiecare reflectare succesivă, precum şi de unghiul de înclinare α a unei suprafeţe în raport cu alta.

Variaţia amplitudinei ca o funcţie de timp pentru reverberaţia apei ($j = 0$), reflexia primară ($j = 1$) şi multiplele de ordinul 1 şi 2($j = 2$; 3) calculate pentru $R = 0{,}3$ şi $R_1 = 0{,}1$, sînt ilustrate în partea dreaptă a figurei 4.7.

Curba pentru $j = 0$ care reprezintă energia ce nu părăseşte stratul de apă indică o cădere simplă exponenţială de forma

$$f_0(t)\alpha\, R^n = R^{t/\tau} = e^{-\lambda t} \qquad \text{(Backus — 1958)}, \qquad (4.14)$$

unde

$$\lambda = \frac{1}{\tau} \ln \frac{1}{R}.$$

Curba pentru $j = 1$ scade cu timpul, raportul de cădere fiind întotdeauna mai mic decît acela pentru $j = 0$ de unde reiese că energia reflectată de subsuprafaţă devine în cele din urmă dominantă faţă de cea rămasă în stratul de apă.

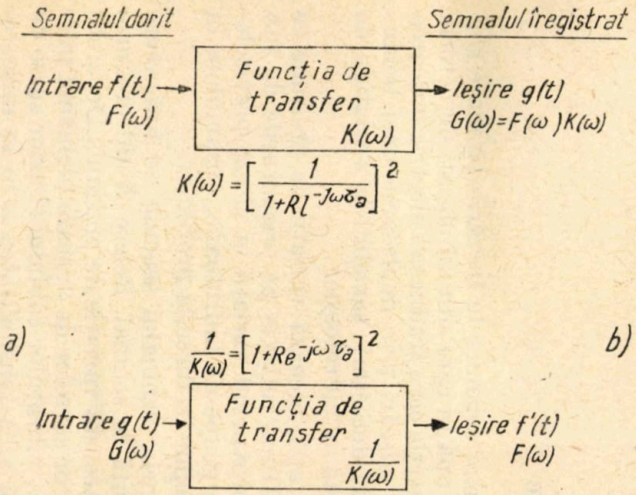
Energia reflexiilor multiple ($j = 2$; 3) arată o scădere mai pronunţată cu timpul.

Mărimea unghiului de înclinare α a unei suprafeţe în raport cu alta determină numărul de multiple care după Olhovici (1963) trebuie să fie mai mic de

$$1/2\,\pi\alpha - 1.$$

4.4. Alte tipuri de unde perturbatoare

Odată cu propagarea undelor reale, în afară de reverberaţii şi multiple se mai propagă anumite unde perturbatoare care acoperă informaţia utilă. Dintre acestea mai importante se citează:



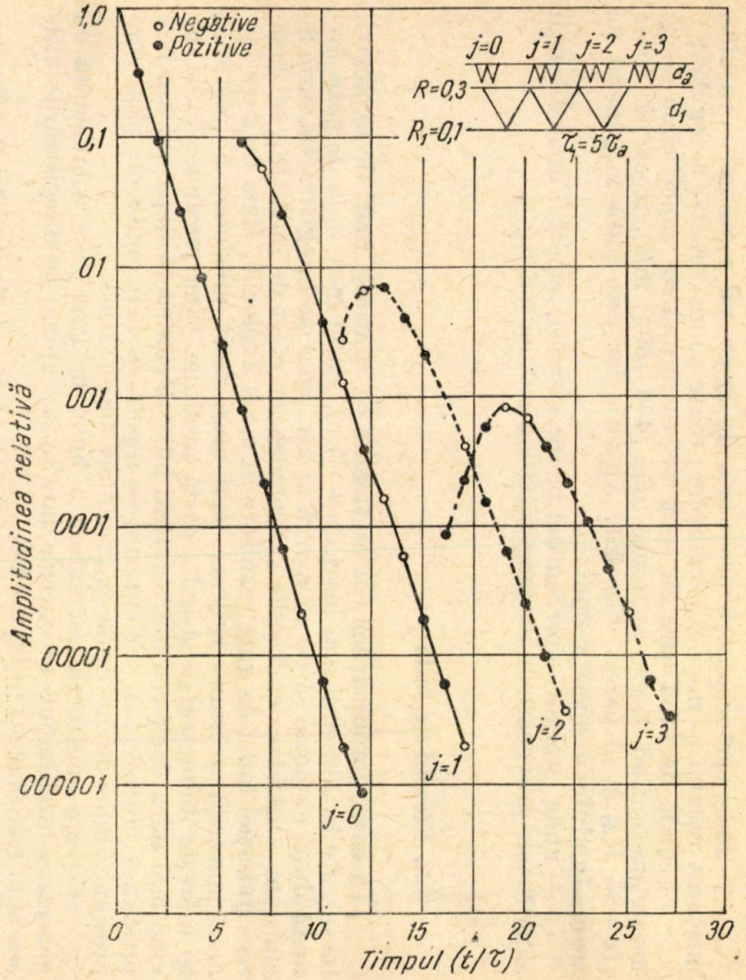


Fig. 4.7. — *a*) Reverberația în stratul de apă (problemă de filtrare inversă).

b) Grafice privind amplitudinile relative și semnele pentru termenii $j = 0, 1, 2, 3$, calculate pentru o undă plană.

— unde perturbatoare provocate de zgomotul motoarelor vasului, mişcarea vasului pe mare şi a valurilor ; toate au un caracter neregulat ;

— unde de fund care au caracteristicile undelor superficiale de pe uscat, prezentînd viteze aparente mici (400—600 m/s), frecvenţe joase (10—25 Hz) şi dispersia vitezelor. Apariţia lor este pusă în general pe seama fundului acoperit cu mîl ;

— unde laterale — prezentînd pe înregistrări, aspectul unor difracţii superficiale provocate de neomogenităţile fundului mării.

4.5. Efectul de bulă

În cazul împuşcărilor convenţionale cu cantităţi mari de explozivi, împuşcate la adîncimi mai mari de 4—5 m, astfel încît bula de gaze formată după explozie să nu se spargă în aer, apar pe înregistrări o serie de emisiuni secundare cunoscute sub numele de efect de bulă. Ele se datoresc pulsaţiei bulei de gaze rezultate în urma exploziei. Bula de gaze formată datorită presiunii ridicate, mai mari decît presiunea hidrostatică îşi măreşte diametrul depăşind această presiune. Cînd presiunea bulei devine mai mică decît cea hidrostatică, bula se contractă depăşind din nou presiunea hidrostatică. Fenomenul se repetă de mai multe ori pînă cînd presiunea bulei devine egală cu presiunea hidrostatică.

Fiecare contracţie secundară a bulei de gaze este echivalentă cu generarea unui impuls de energie care se suprapune pe înregistrările utile aşa cum este ilustrat în figura 4.8.

Înlăturarea acestui fenomen se realizează prin împuşcări la adîncimi mici astfel încît bula de gaze să se spargă în aer sau prin folosirea ecranelor sferice perforate.

DETECTAREA UNDELOR SEISMICE

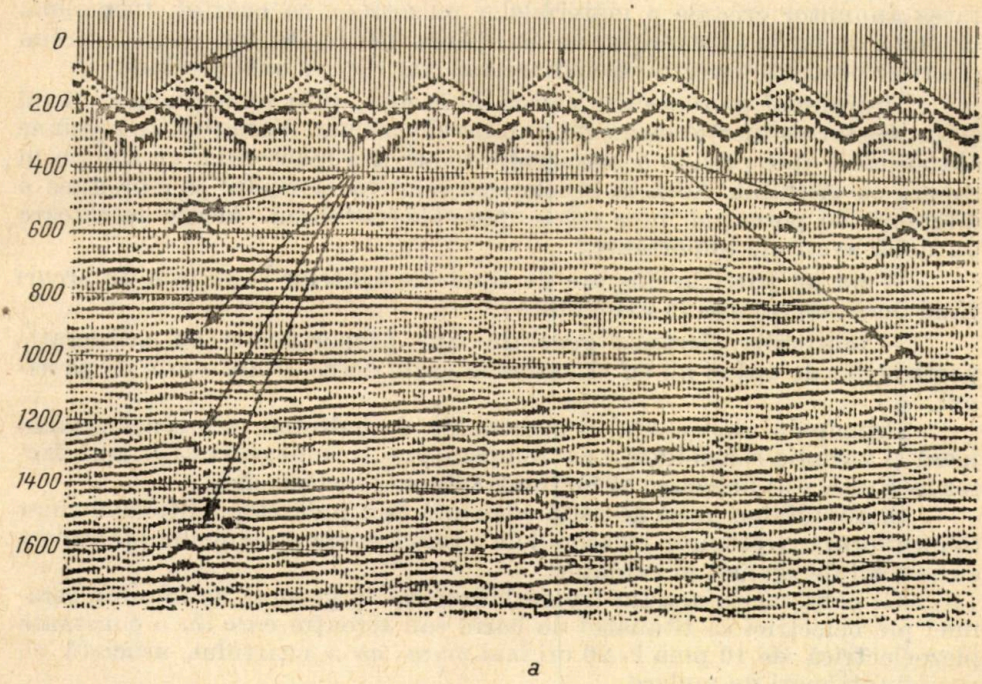
Particularităţile detectării undelor seismice în lucrările pe mare sînt determinate de prezenţa stratului de apă în care sînt amplasaţi detectorii.

Locul receptorilor verticali cu inerţie care traduceau electric mişcarea solului sau mai precis viteza acestei mişcări prin deplasarea unei bobine într-un cîmp magnetic, a fost luat de detectori sensibili la variaţiile de presiune ale apei cunoscuţi sub numele de hidrofoane.

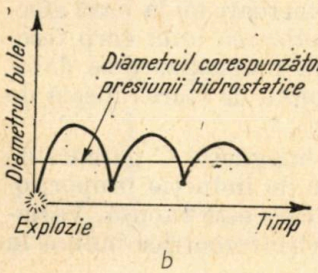
Energia generată în stratul de apă, creează variaţii de presiune ce se propagă în sol ca unde seismice. După reflexia pe orizonturile de sub fundul mării, aceste unde se întorc provocînd variaţii în viteza particolelor de apă, care sînt recepţionate de grupe de hidrofoane, ansamblate în cablul marin situat la o anumită adîncime pe direcţia profilului.

Variaţiile de presiune create prin semnalul seismic de întoarcere sînt proporţionale cu energia conţinută în semnal. Reiese că hidrofoanele trebuie să răspundă proporţional cu această variaţie de presiune. Deoarece mişcarea detectorului este suma tuturor surselor de mişcare incluzînd mişcarea rezultată din acţiunea valurilor, vibraţiilor cablului şi altor surse de zgomot, un hidrofon ideal trebuie să aibă sensibilitatea zero la mişcare.

Presiunea pe care o recepționează hidrofonul este o sumă a presiunilor cauzate de semnalul seismic, a zgomotului de presiune normal de fond și a presiunii cauzate de înălțimea coloanei de apă de deasupra lui. Din cauza acțiunii valurilor, această coloană nu este de înălțime constantă. Totuși frecvența de variație a presiunii (2Hz) este mai joasă decît



a



b

Fig. 4.8. — *a*) Secțiune cu efect de bulă. *b*) Efectul de bulă.

răspunsul de frecvență joasă al sistemului. În plus un detector mai adînc mediază mai bine, zgomotul de acțiune al valurilor. La adîncimi de 10—15 m zgomotul de acțiune devine practic constant pentru toate gradele de agitație a mării pînă la care este practic posibil de lucrat.

5.1. Detectoare folosite în seismica marină

Pentru construirea receptoarelor marine se apelează la o serie de fenomene fizice cunoscute. Pînă în prezent s-au construit patru tipuri de hidrofoane. Fenomenele folosite şi principiile constructive sînt ilustrate în figura 5.1.

5.1.1. *Hidrofoane piezoelectrice.* Aceste detectoare au la bază proprietatea anumitor cristale a materialelor anizotrope ca cuarţul, turmalina, titanaţii de bariu şi stronţiu de a apărea pe feţele lor opuse, sarcini electrice pozitive şi negative cînd acestea sînt supuse unei presiuni.

Hidrofonul piezoelectric constă în esenţă, dintr-un asemenea cristal şi un reactor cu inerţie închis într-un înveliş izolant. Variaţiile de presiune ale mişcării apei produc o acceleraţie relativă a reactorului cu inerţie în raport cu cristalul. Această acceleraţie relativă la rîndul său produce o diferenţă de potenţial între feţele opuse ale cristalului. Aceşte detectoare au două avantaje importante :

— nu au părţi în mişcare de tipul elementelor suportate de arcuri fiind deci mai robuşti în exploatare ;

— tensiunile electrice generate sînt proporţionale cu acceleraţia particolelor de apă şi nu cu viteza ca în cazul detectorului clasic de pe uscat.

Principalul dezavantaj a acestui tip de hidrofon este sensibilitatea joasă şi variaţia sensibilităţii cu temperatura şi umezeala. Ultimul factor face ca aceşti detectori să fie ţinuţi într-un înveliş izolant.

Sensibilitatea joasă necesită o treaptă de amplificare adiţională chiar în interiorul hidrofonului cu scopul de a ridica energia semnalului în raport cu nivelul de zgomot al cablului.

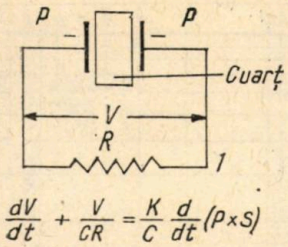
La construcţia acestui tip de hidrofon, în general, se folosesc ceramici piezoelectrici ca titanatul de bariu sau stronţiu care au o constantă piezoelectrică de 10 pînă la 20 ori mai mare ca a cuarţului, asociată cu posibilităţi mari de mulare.

5.1.2. *Hidrofoane magnetostrictive.* Aceste detectoare au la bază efectul magneto-strictiv invers care constă din magnetizarea unui corp feromagnetic cînd este supus unor deformări. Această magnetizare se datoreşte dependenţei permeabilităţii magnetice a corpului de starea locală de deformaţie.

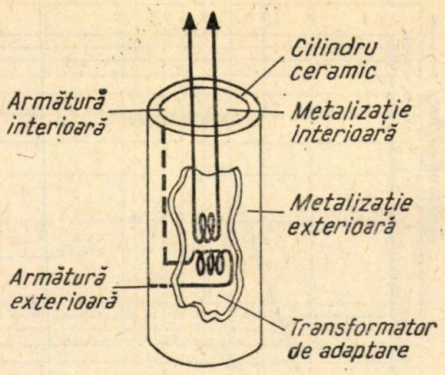
O bară de nichel B aparţinînd unui circuit magnetic C parcurs de un flux magnetic constant va fi sediul variaţiilor de inducţie proporţionale cu eforturile de tracţiune sau compresiune la care este supusă. Variaţiile de inducţie care apar dau naştere unei forţe electromotrice indusă în circuitul E.

Hidrofonul este constituit dintr-un cilindru magnetizat. O variaţie de presiune face să varieze inducţia magnetică în interiorul cilindrului care produce o variaţie a forţei electromotrice la bornele bobinajului toroidal înfăşurat în jurul său.

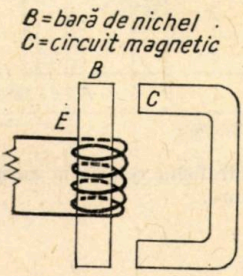
5.1.3. *Hidrofoane cu reluctanţă variabilă.* Aceste detectoare au la bază deformarea unei diafragme încorporată la un circuit magnetic căruia îi

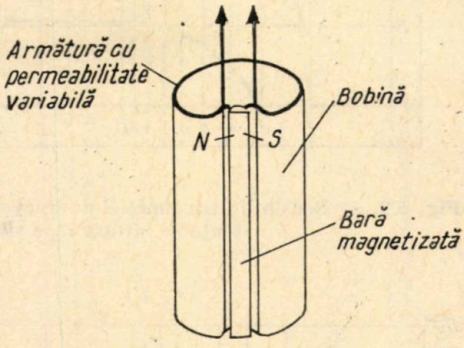


$$\frac{dV}{dt} + \frac{V}{CR} = \frac{K}{C}\frac{d}{dt}(p \times S)$$

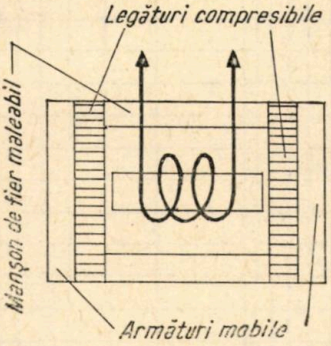


a)

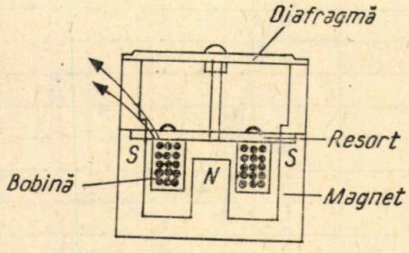




b)



c)



d)

Fig. 5.1. Principiile folosite pentru construirea hidrofoanelor.

a) Principiul hidrofonului piezoelectric; b) Principiul hidrofonului magneto-strictiv; c) Hidrofon cu reluctanță variabilă; d) Hidrofon electromagnetic cu bobină mobilă.

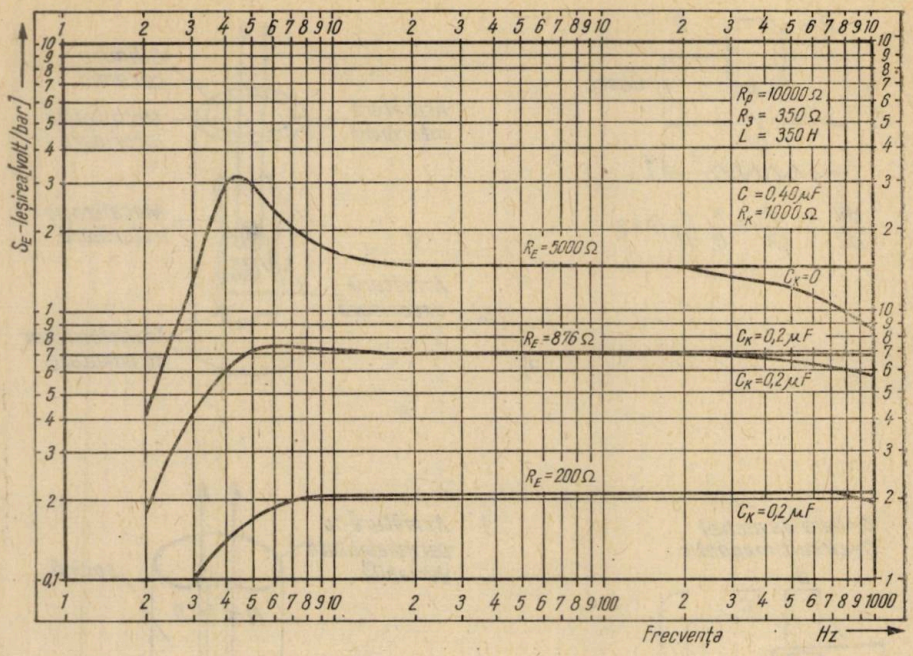


Fig. 5.2. — Sensibilitatea funcţiei de frecvenţă a grupei de hidrofoane relativ la rezistenţa de intrare R_E a sistemului de înregistrare.

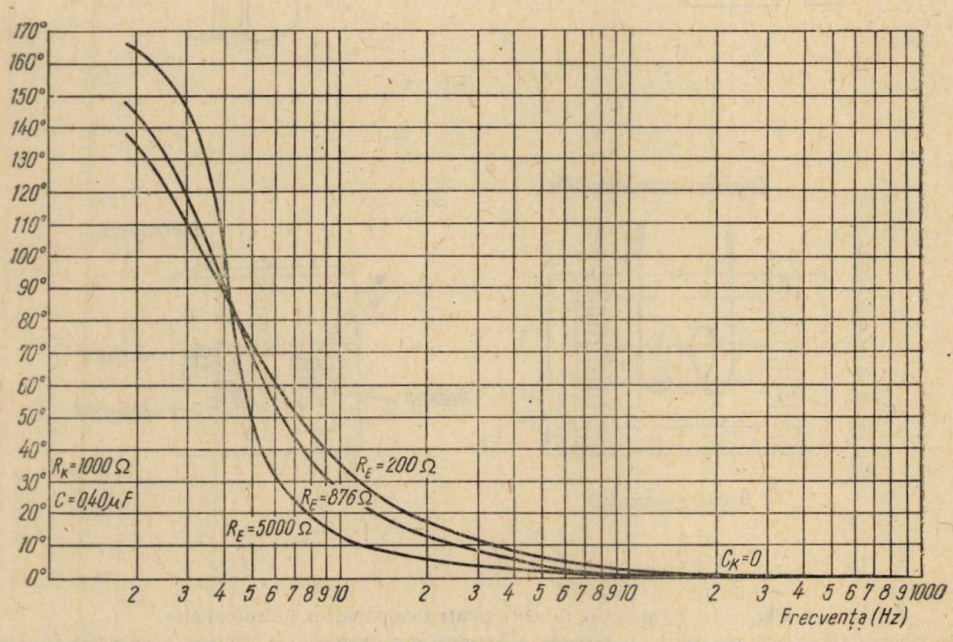


Fig. 5.3. — Răspunsul fazelor

variază reluctanța prin modificarea interferului. Forța electromotrică creeată este proporțională cu variația presiunii care determină deformarea diafragmei și se traduce electric în bobinajul circuitului magnetic.

5.1.4. *Hidrofoane electromagnetice cu bobină mobilă.* Receptoarele de acest tip se bazează tot pe deformarea unei diafragme conectată cu o bobină mobilă într-un cîmp magnetic. Pentru anularea deplasărilor consecutive se folosesc două bobine montate cu polii magnetici inversați.

Dintre tipurile de hidrofoane amintite, mai frecvent sînt utilizate cele de tip piezoelectric care prezintă avantajul unor sensibilități mai ridicate.

5.1.5. *Caracteristicile principale ale hidrofoanelor. Rezistența electrică* a tuturor tipurilor de hidrofoane este practic infinită. Obișnuit se folosesc grupe de 20—40 hidrofoane pe canal în scopul reducerii rezistenței totale a grupei, care devine de ordinul a 100 MΩ, și a ridicării raportului semnal zgomot.

Pentru adaptarea grupei de hidrofoane la impedanță relativ joasă a sistemului de înregistrare, se conectează grupa în paralel cu un transformator de adaptare.

Sensibilitatea exprimată în microvolți pe bar reprezintă una din caracteristicile principale. Dintre tipurile amintite, hidrofoanele piezoelectrice au sensibilitățile cele mai mari de ordinul a 7—8 μV/bar. Celelalte tipuri au sensibilități care, în general, sînt proporționale cu frecvența. Restabilirea unui răspuns plat implică utilizarea unui prefiltru taie jos.

Sensibilitatea unei grupe de hidrofoane funcție de frecvență pentru diferite rezistențe de intrare, R_E ale sistemelor de înregistrare este ilustrată în figura 5.2. Răspunsul corespunzător al fazelor este ilustrat în figura 5.3.

Caracteristica de directivitate a unei grupe de 32 hidrofoane amplasate pe o bază de 30 metri pentru diferite unghiuri de sosire a frontului de undă este prezentată în figura 5.4.

Adîncimea optimă de amplasare a hidrofoanelor. Undele reflectate călătorind spre suprafața apă/aer sînt reflectate de aceasta cu faza schimbată ca urmare a faptului că se deplasează într-un mediu mai dens. Presiunile acustice au un minim la această suprafață. Unda reflectată care călătorește în jos interferă cu unda care călătorește în sus. După cum se poate vedea pe figurile 5.5 și 4.6 interferența este constructivă la multipli impari de sferturi de lungimi de undă și destructivă la multipli pari. Prin urmare, pentru eficiența maximă grupele de hidrofoane trebuie să detecteze undele seismice la un sfert de lungime de undă de la suprafața apă/aer sau la multipli impari de sferturi de lungime de undă. Revenind la figura 4.5 care arată efectul de filtru al adîncimii detectorului funcție de adîncimea de amplasare și cunoscînd că banda de spectru care conține cea mai multă informație seismică este cuprinsă între 20—50 Hz se deduce că detectorii trebuesc amplasați sub suprafața apei la adîncmi de 8; 12,5; sau 19 metri.

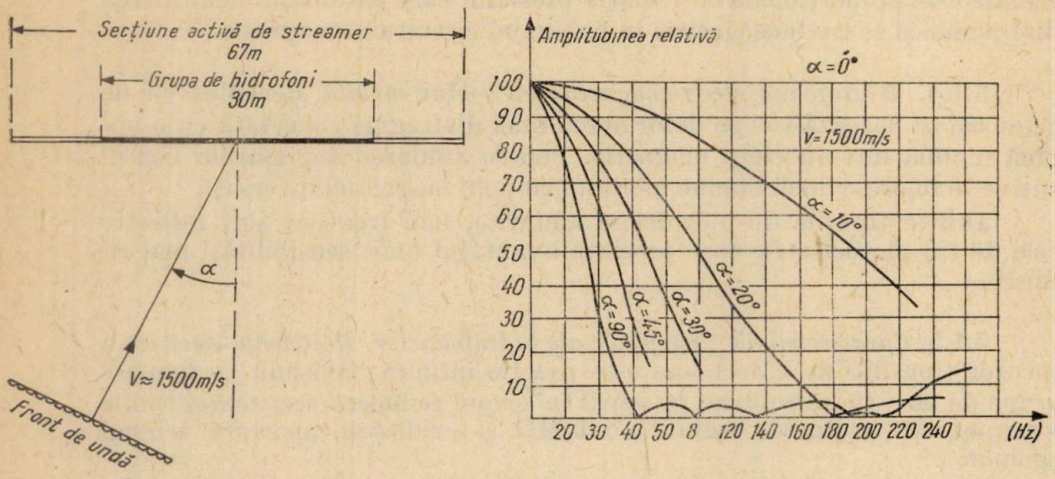


Fig. 5.4. — Caracteristica de directivitate a grupei de hidrofoane.

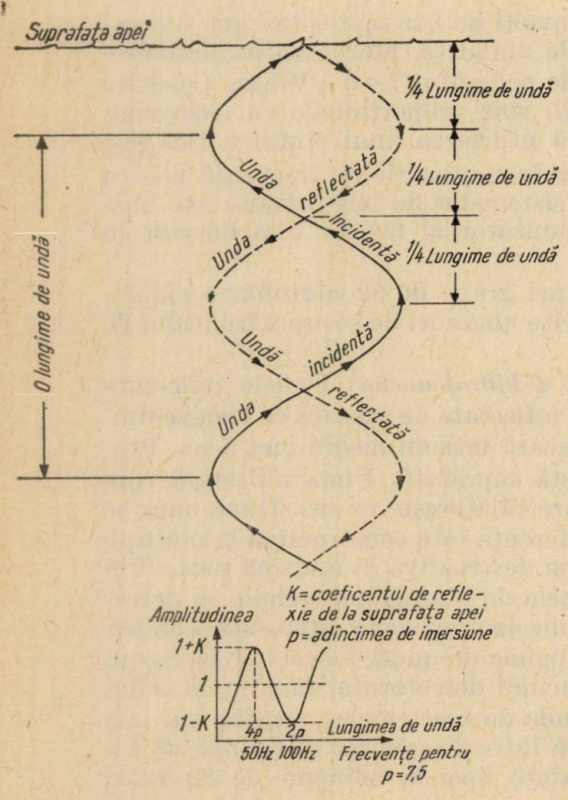


Fig. 5.5. — Influența adîncimii de imersiune asupra intensității semnalului detectat.

5.2. Sisteme de cable seismice marine

Specificul activității pe mare care impune generarea și înregistrarea undelor seismice în timpul deplasării vasului cu o anumită viteză, a determinat asamblarea grupelor de hidrofoane corespunzătoare canalelor seismice într-un cablu marin care este remorcat la vasul de prospecțiuni.

Cablul seismic marin reprezintă un sistem complex format din o serie de dispozitive ce-i permit amplasarea și menținerea la adîncimea optimă de înregistrare, îi dau rezistența corespunzătoare la tracțiune și posibilitatea de adaptare la ape cu densități diferite și curenți laterali.

Lungimea acestor cable variază funcție de numărul de canale și distanța dintre ele. Mai frecvent sînt utilizate lungimi de 1 600 și 2 400 metri.

5.2.1. *Clasificarea sistemelor de cable seismice marine.* O primă clasificare ține seama de două criterii care se referă la materialul folosit pentru flotare și respectiv la modul de operare sau mai precis la sistemul de referință al cablului.

După materialul folosit pentru flotare se deosebesc două categorii :

— cable ce folosesc pentru flotare un înveliș din spumă de plastic ușoară ;

— cable ce folosesc pentru flotare un ulei ușor ce umple un tub de plastic în care se găsesc montate grupele de hidrofoane transformatorul de adaptare, cablele de tracțiune.

Prima categorie de cable au hidrofoanele în afara învelișului din spumă de plastic conectate prin prize etanșe. Acest fapt limitează numărul de detectori în grupă la cel mult șase. Ele necesită nave mari și puternice pentru remorcare datorită eforturilor de tracțiune ridicate, dar, prezintă avantajul unor reparații ușoare.

Cablele din a doua categorie conțin hidrofoanele în interiorul unui tub de plastic plin cu ulei. La remarcarea prin apă, fiind neted, cere un efort de tracțiune de trei ori mai mic decît cablele din prima categorie, necesitînd nave mai mici și mai puțin puternice, deci cu manevrabilitate mai mare. De asemenea cablele din această categorie au avantajul unor grupări mai mari de detectoare pe canal, practic de-a lungul întregii lungimi, și a unor caracteristici mai joase de zgomot.

După modul de operare și referință se deosebesc trei categorii de sisteme de cable marine care sînt ilustrate în figura 5.6.

5.2.2. *Sisteme cu referință la suprafață.* Acestea sînt cable cu înveliș de spumă de plastic. Cum se poate vedea în partea de sus a figurii 5.6 ele pot fi :

— *suspendate* — la care hidrofoanele sînt conectate pe cablul care este menținut de către balize de suprafață la o anumită adîncime de scufundare ;

— *semiflotante* la care hidrofoanele sînt conectate la cablul care plutește la suprafață cînd este tras de vapor și care se scufundă parțial cînd acțiunea încetează (în momentul exploziei). La unele sisteme scufundarea este accentuată prin bretele de cauciuc fixate la extremitățile canalului ;

— *flotant* la care hidrofoanele sînt suspendate de cablul care plutește la suprafață datorită învelișului din plastic poros de slabă densitate.

Sistemele cu referință la suprafață se folosesc la adîncimi mici ale apei 1—30 m în special în zone cu salinități variate ca traversări de estuare, zone cu aport de apă dulce. Aceste sisteme prezintă două dezavantaje principale :

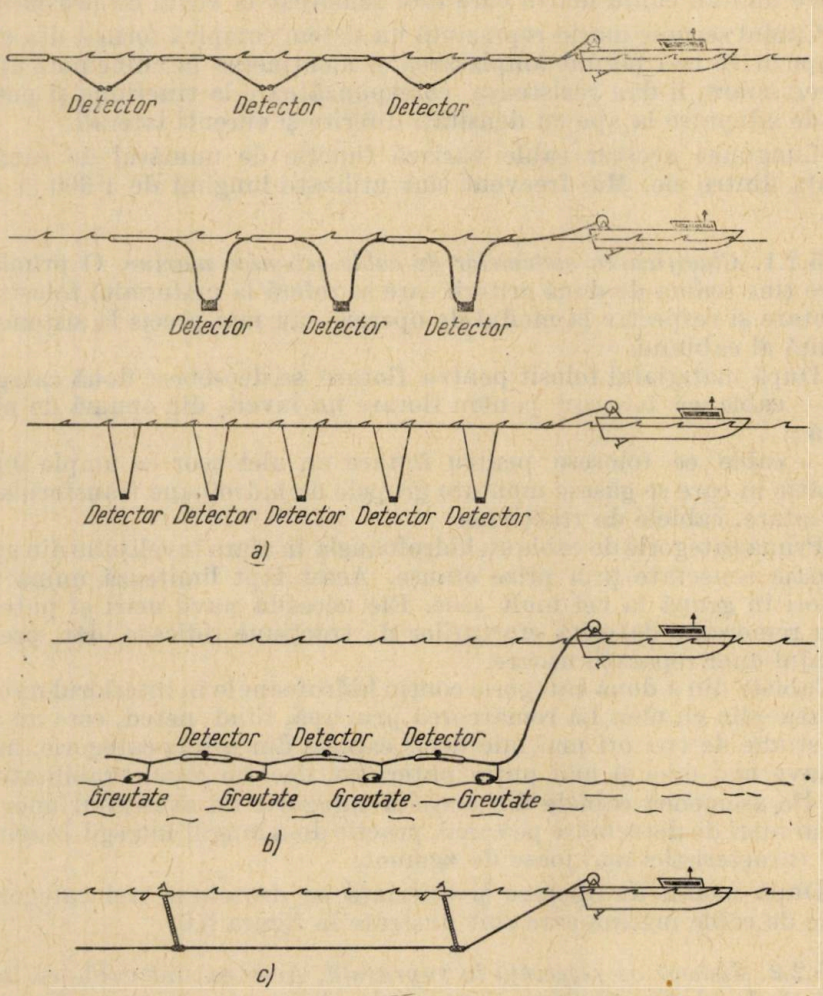


Fig. 5.6. — Sisteme de cable folosite la recepția undelor :
a) Sisteme cu referință la suprafață ; *b*) Sistem cu referință la fund ; *c*) Sistem flotant submergent (Streamer).

— necesitatea opririi în timpul lucrului timp de 20—60 s în scopul scufundării hidrofoanelor, sub acțiunea greutății proprii, la adîncimea potrivită pentru înregistrare. Acest interval de oprire este invers proporțional cu distanța între hidrofoane; fiind de 20 s pentru distanțe de 100 m și de 60 s pentru 33 m ;

— nivelul ridicat de zgomot datorită faptului că porțiunile cablului care rămîn la suprafață sînt obiectul agitației valurilor.

5.2.3. *Sisteme cu referință la fund.* Aceste sisteme cuprind cable care mențin hidrofoanele la distanță constantă de fundul mării printr-o combinație de flotare și greutăți de localizare ce sînt în contact cu fundul mării în timpul remorcării și înregistrării.

Aceste sisteme pot fi folosite pînă la adîncimi ale apei de 150 m. nregistrările cele mai bune se realizează cînd detectorii sînt la 2—3 m deasupra fundului mării. În acest scop cablul este proiectat cu o flotație excesivă evitîndu-se în acest mod fundul abraziv și undele laterale de fund.

Greutățile de ancorare sînt fixate pe cablul între canale prin intermediu unor cordoane scurte, ele ancorînd cablul la fund, în timp ce hidrofoanele sînt ridicate datorită flotației cablului. Greutățile sînt atașate în așa mod ca în caz de complicație să permită pierderea lor fără alt pericol pentru cablul.

Principalele avantaje ale acestor sisteme se referă la :

— nivel de zgomot foarte scăzut, practic independent de starea de agitație a mării datorită submergenței totale ;

— adaptarea la înaintări rapide, necesitînd doar 10—15 s pentru stabilitate înaintea înregistrării ;

— nu este influențat de curenții laterali sau de variațiile în salinitatea apei, menținîndu-se precis pe direcția profilului, condiție foarte importantă în compunerea datelor în procesul de prelucrare ;

— posibilitatea rămînerii pe locație cînd este necesară repetarea înregistrării.

5.2.4. *Sisteme cu flotație submergentă* (*Streamer*). Aceste sisteme cunoscute sub numele de cable streamer sînt în prezent cel mai larg folosite în lucrările marine. Din acest motiv vor fi descrise mai pe larg.

Schema de ansamblu a unui asemenea cablu este ilustrată în figura 5.7a. Principalele părți componente ale unui cablu streamer sînt :

— ansamblul secțiunilor active ;
— cablul de tracțiune ;
— ansamblul de afundare ;
— secțiunile de amortizare ;
— ansamblul balizelor subacvatice active ;
— ansamblul indicatorilor de adîncime ;
— unitatea de rupere în apă ;
— balizele de suprafață.

a. *Ansamblul secțiunilor active.* Secțiunile active, partea cea mai importantă a unui asemenea cablu, constau din tronsoane formate dintr-un tub rezistent din plastic, cu diametrul de 60 mm umplute cu un ulei de densitate mică. În aceste tronsoane sînt amplasate grupele de hidrofoane a căror număr în grupă și distanță variază de la cablu la cablu. Obișnuit se folosesc 30—40 hidrofoane pe canal.

La sfîrșitul fiecărei grupe se găsește cîte un transformator de adaptare a impedanței înalte a grupei la impedanț joasă a sistemului de înregistrare. În afara conductorilor electrici se mai găsesc suporți protectori n plastic masiv și cablul de tracțiune pentru preluarea efortului. Sec-

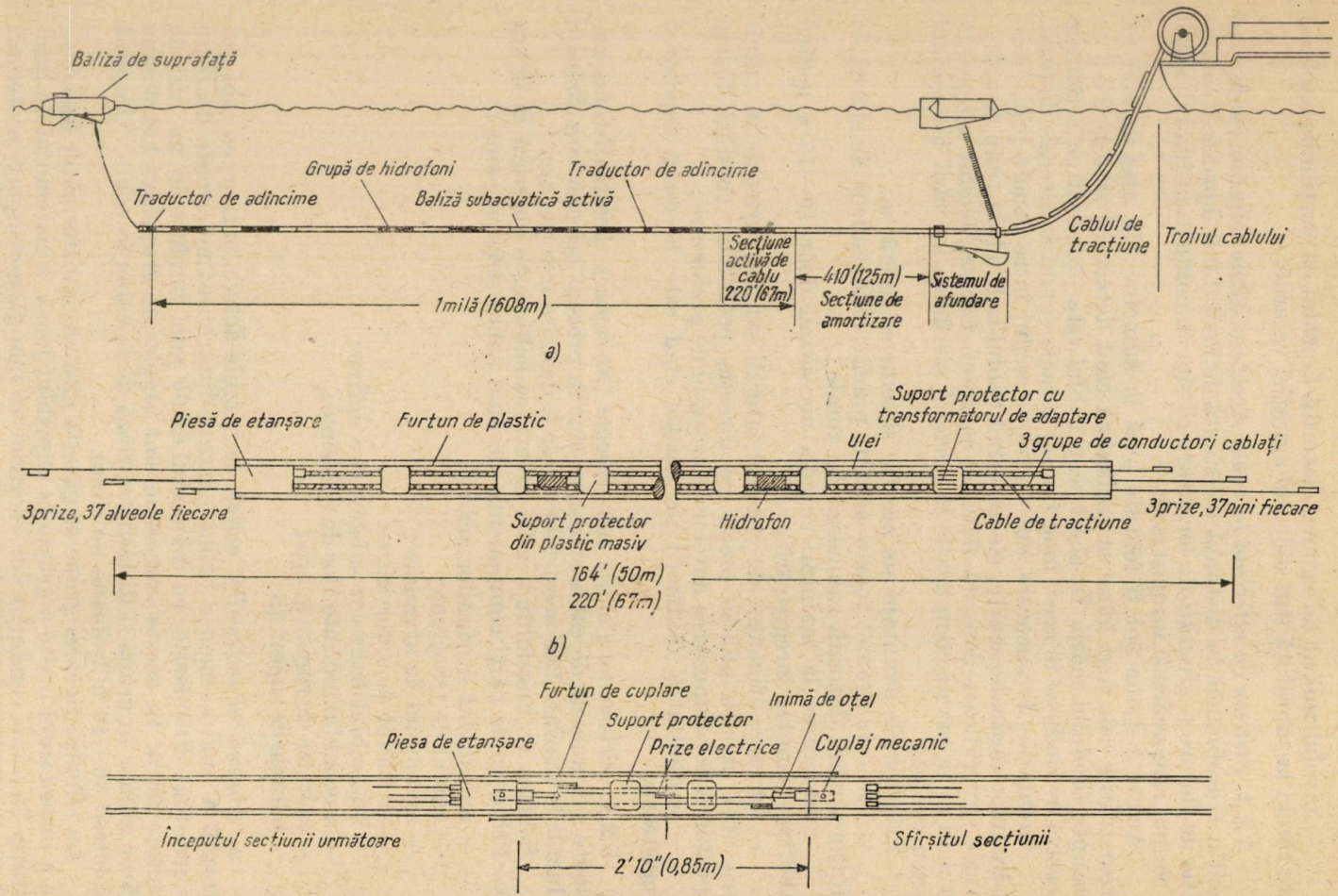


Fig. 5.7. — Sistemul de cablu flotant submergent.

a) Schema bloc; *b*) Secțiune activă; *c*) Schemă de cuplare.

țiunile sînt prevăzute la capete cu piese de etanșare echipate cu cuplaje electrice și mecanice. În figura 5.7 *b* se poate vedea schema unei secțiuni active. Toate secțiunile active de un tip se pot schimba între ele. Prin umplerea secțiunilor cu ulei de densitate corespunzătoare se urmărește adaptarea densității medii a secțiunilor la aceea a apei mării din zona de prospectat.

Cu titlul informativ se dau cîteva caracteristici mai frecvent folosite ale secțiunilor active :

— sensibilitatea circuitului unei grupe de hidrofoane fără transformator	12 V/bar
— raportul de transformare al transformatorului	6,3 : 1
— rezistența unei perechi de conductori	0,35 Ω/m
— capacitatea unei perechi de conductori . . .	100 pF/m
— greutatea	3,5 kg/m
— grosimea tubului de plastic polyurethan . . .	2,8 mm
— greutatea specifică a uleiului la 15°C	0,75 g/cm³
— volumul de ulei	2l/m

Lungimea unei secțiuni active variază funcție de distanța între canale. Obișnuit se folosesc secțiuni de 50,70 și 100 metri.

La unele tipuri de cable se folosesc alternanțe de secțiuni active și inactive (fără hidrofoane, pentru a se asigura lungimea dorită. Un astfel de cablu este arătat în partea de jos a figurei 5.2.

b. *Cablul de tracțiune.* Reprezintă porțiunea de cablu care face legătura între troliul de pe vas și sistemul de afundare din partea frontală a streamerului.

Cablul de tracțiune este constituit din o inimă centrală de tracțiune, perechi de conductori cablați peste inima de tracțiune, ecranați electric, totul într-un înveliș rezistent de plastic. Lungimea lui variază între 250 și 300 m. Porțiunea care operează în apă este prevăzută cu aripioare de cauciuc pentru evitarea agitației (turbulente) și zgomotului cauzat de ea.

c. *Ansamblul de afundare.* Acest ansamblu este cuplat între cablul de tracțiune și secțiunea de amortizare și are scopul să mențină acest punct al cablului la adîncimea dorită independent de viteza de tractare. Cum se poate vedea în figura 5.8 el se compune dintr-o baliză de suprafață special proiectată pentru sarcina de remorcare minimă, un cablu elastic de legătură de formă aerodinamică pentru a reduce sarcina de remorcare, la capătul căruia se găsește o greutate fixată de cablu prin intermediu unui lagăr pivotant. Lungimea cablului elastic de legătură este dependentă de adîncimeă de operare dorită. În diagrama forțelor din partea de jos a figurii 5.8, forța de tracțiune egalează rezistența balizei și forțele de rezistență date de cablul elastic de legătură. În timpul remorcării, unghiul θ este de ordinul a 30°—35°. Unghiuri mai mari conduc la reducerea adîncimii nominale a cablului.

d. *Secțiunile de amortizare.* Aceste secțiuni, în general două, de aceeași construcție cu secțiunile active, mai puțin hidrofoanele, sînt cuplate între sistemul de afundare și secțiunile active. Scopul lor este de a decupla acustic streamerul de vasul de înregistrare adică de zgomotul generat de vas și de mișcările generate de valurile mării care sub formă de impulsuri acustice se transmit prin cablul de tracțiune.

Secţiunile de amortizare au o elasticitate înaltă pentru amortizarea în mod eficient a impulsurilor de frecvenţă joasă. Membru elastic din centrul secţiunii este format dintr-o combinaţie de două materiale plastice peste care stau cablele electrice de conexiuni, totul într-un strat de spumă de plastic. Acest mod de construcţie asigură o rezistenţă mare la rupere de ordinul a 5 000 kg.

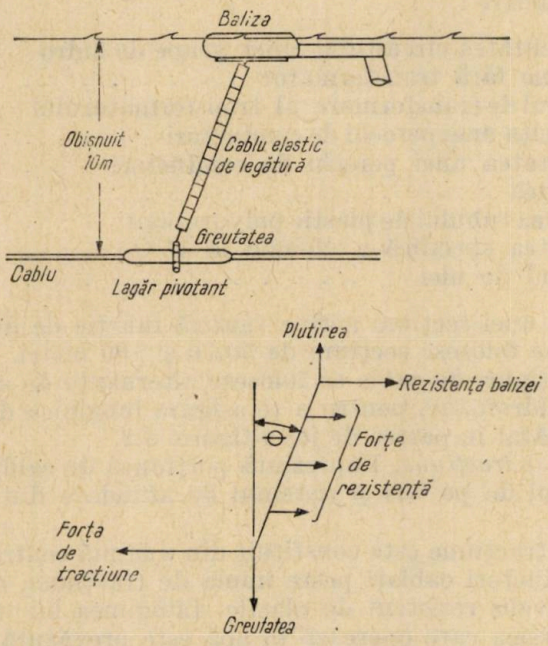


Fig. 5.8. — Sistemul de afundare.

e. *Ansamblul balizelor subacvatice active.* Balizele subacvatice, montate direct pe cablu, permit stabilizarea adîncimii prin controlul şi corectarea continuă a poziţiei cablului cu ajutorul unui sistem servo-mecanic.

Baliza subacvatică activă este constituită dintr-un corp format din două părţi care se fixează pe cablu prin intermediul unui inel de fixare şi din două aripioare laterale cu înclinare reglabilă. Datorită faptului că partea superioară a balizei este mai uşoară ea îşi menţine orientarea corectă chiar cînd cablul se roteşte.

Corpul balizei este prevăzut cu un tanc în care se găseşte aer comprimat, a cărui presiune depinde de adîncimea dorită.

Această presiune acţionează de la interior pe o diafragmă pe partea opusă căreia acţionează presiunea apei. Diafragma este cuplată cu un mecanism care transformă deplasările ei în rotaţii ale aripioarelor de direcţionare. În cazul presiunii mai mari a aerului din tanc, baliza este direcţionată în jos, şi invers în cazul dominării presiunii apei; în cazul presiunii egale este obţinută adîncimea dorită.

Sistemul balizelor subacvatice active prezintă avantajul unor manevrări uşoare şi rapide, a unui nivel de zgomot redus.

De reținut totuși că aceste balize pot realiza o flotabilitate limitată.

f. *Ansamblul indicatorilor de adîncime.* Indicatorii de adîncime sînt montați în secțiuni scurte pline cu ulei cuplate între secțiunile active. În general se folosesc cinci asemenea indicatori la intervale de 300 m amplasați imediat după o baliză subacvatică activă.

Indicatorul de adîncime măsoară presiunea statică a apei prin intermediu unui tub scurt conectat la o fereastră într-un capăt al secțiunii indicatorului. Presiunea apei variază inductivitatea unui tranzistor oscilator producînd o schimbare a frecvenței proporțională cu adîncimea. Acest semnal alimentează aparatul de măsură prin aceeași pereche de conductori prin care indicatorul de adîncime este alimentat cu energie. Aparatul de măsură conține un contor de frecvențe calibrat. Prin intermediul unui comutator selector adîncimea celor cinci indicatori se citește succesiv.

g. *Ansamblul de ruperi în apă.* Acest ansamblu servește la controlul deviației laterale a cablului de la linia profilului. El constă din 6 hidrofoane suplimentare pentru *ruperea în apă* plasate la distanțe constante pe toată lungimea cablului, obișnuit în dreptul canalelor 1, 5, 10, 15, 20, 24. Ruperile se înregistrează pe șase canale auxiliare, sînt amplificate și se redau pe un același canal de pe seismogramă. Dacă intervalul între cele șase ruperi în apă este constant, este un indiciu că „streamerul" se găsește pe direcția profilului.

h. *Balize de suprafață.* În afara balizei ansamblului de afundare se mai folosește și o baliză care marchează capătul depărtat al cablului. Această baliză poate fi metalică pentru a putea reflecta undele radar în cazul controlului cablului prin radar sau dintr-un material plastic colorat deschis pentru a se putea vedea de la distanțe mari. Baliza de cap servește la limitarea devierii în adîncime a părții terminale a cablului precum și la recuperarea ușoară a ei în cazul tăierii accidentale.

5.2.5. *Factori care influențează stabilitatea cablului în apă.* În timpul operației, cablul marin trebuie să-și mențină poziția corectă pe direcția profilului în plan vertical și orizontal. Practic aceasta nu este posibil deoarece asupra lui acționează o serie de factori ca: variația densității apei, a vitezei de tractare și prezența curenților laterali.

a. *Influența variației densității apei.* Apa fiind practic necompresibilă, densitatea ei nu se schimbă cu adîncimea. În această situație un obiect a cărui densitate este ajustată să coincidă cu aceea a apei din jur stă într-o flotație submersă. Dacă se îngreunează puțin, obiectul se scufundă, pe cînd dacă devine puțin mai ușor se ridică spre suprafață. În realitate datorită prezenței unor gradienți de temperatură a unor variații de salinitate, apa mării din apropierea suprafeței devine mai puțin densă. De asemenea în zone cu aport de apă dulce ca estuare, guri de rîuri, unde apa dulce nu se amestecă cu cea sărată densitatea ei variază în sensul creșterii cu adîncimea. Aceste fenomene au influențe negative în menținerea cablului seismic la adîncime constantă.

Reiese că orice variație în densitatea apei implică ajustări ale densității cablului. Această influență este ilustrată în figura 5.9. În partea de sus se observă un cablu de lungime L remorcat și astfel ajustat ca densitate încît adîncimea la capătul condus d_L să fie aceeași cu adîncimea la partea terminală d_T.

În partea centrală a figurii se arată o porțiune a unui cablu care are o densitate mai mare decît a apei, deci $d_T > d_L$.

Cînd cablul este remorcat cu o viteză V, împingerea apei pe partea inferioară a sa creează o forță F_u ce tinde să reducă diferența între d_T și d_L.

În partea de jos a figurii se arată un cablu cu densitate mai mică decît a apei. În acest caz forța F_d acționează pe partea superioară a sa în scopul măririi lui d_T.

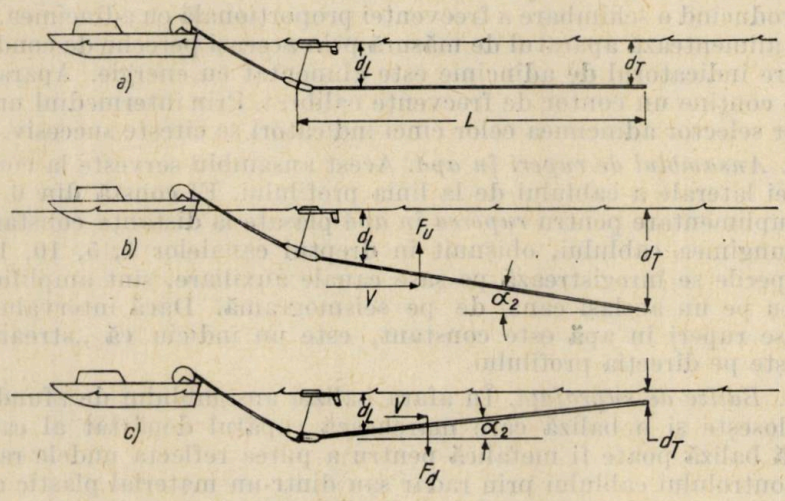


Fig. 5.9. — Influența salinității apei asupra poziției cablului.

Forțele F_u și F_d sînt proporționale cu viteza de remorcare, cu unghiul de atac α_2 care la rîndul său depinde de L, d_T, și d_L.

Unghiurile de atac α_2 fiind mici ($\sim 1°$), ecuațiile hidrodinamice nu sînt precise în determinarea forțelor F_u și F_d ca funcții de viteză V și de aceea, pentru evaluarea procedeelor de ajustare a densității cablului se recurge la experiența de teren. Această experiență a arătat că pentru lungimi de cablu de 800 m și viteze de 6 noduri, timpul operațional consumat în ajustarea densității este acceptabil. Pentru lungimi mai mari (1 600 ; 2 400 m) ajustările sînt mai dificile. Aceste deviații verticale ale adîncimii cablului sînt corectate continuu prin utilizarea sistemului de balize subacvatice active. Totuși controlul și ajustarea densității cablului trebuie făcută periodic. Lucrările experimentale efectuate au arătat că dislocarea în apă sărată a 0,33 m de cablu cu diametru de 60 mm, este de 1,1 kg, deci, o secțiune de 33 m dislocă 110 kg. Dacă densitatea apei se schimbă cu un procent este necesară o corecție de 1,1 kg. Aceste corecții în plus sau în minus se fac prin adăugarea de plăci de plumb pe cablu, fie prin scoaterea de ulei din cablu cînd densitatea apei crește. Uleiul ușor de umplere are densitatea de 0,75 gr/cm^3, deci fiecare 4 litri de ulei contribuie la flotație cu 1 kg.

Reiese că schimbarea cu un procent a densității apei poate fi corectată printr-un 1 kg de plumb sau 4 litri de ulei ce trebuie adăugate sau scoase pentru fiecare 33 m de cablu.

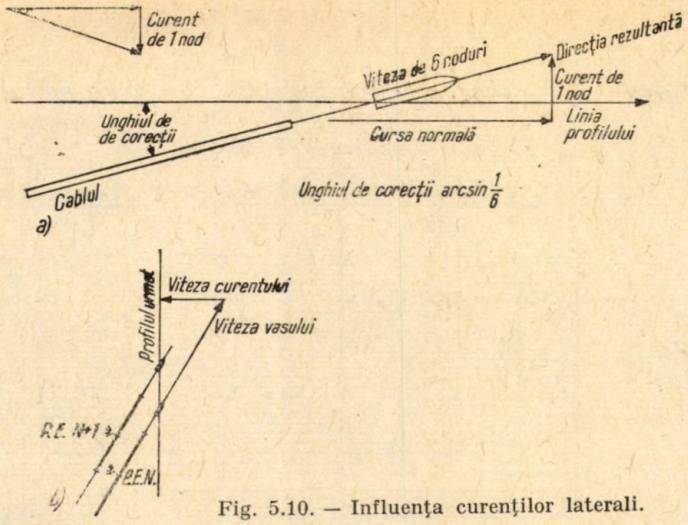


Fig. 5.10. — Influența curenților laterali.

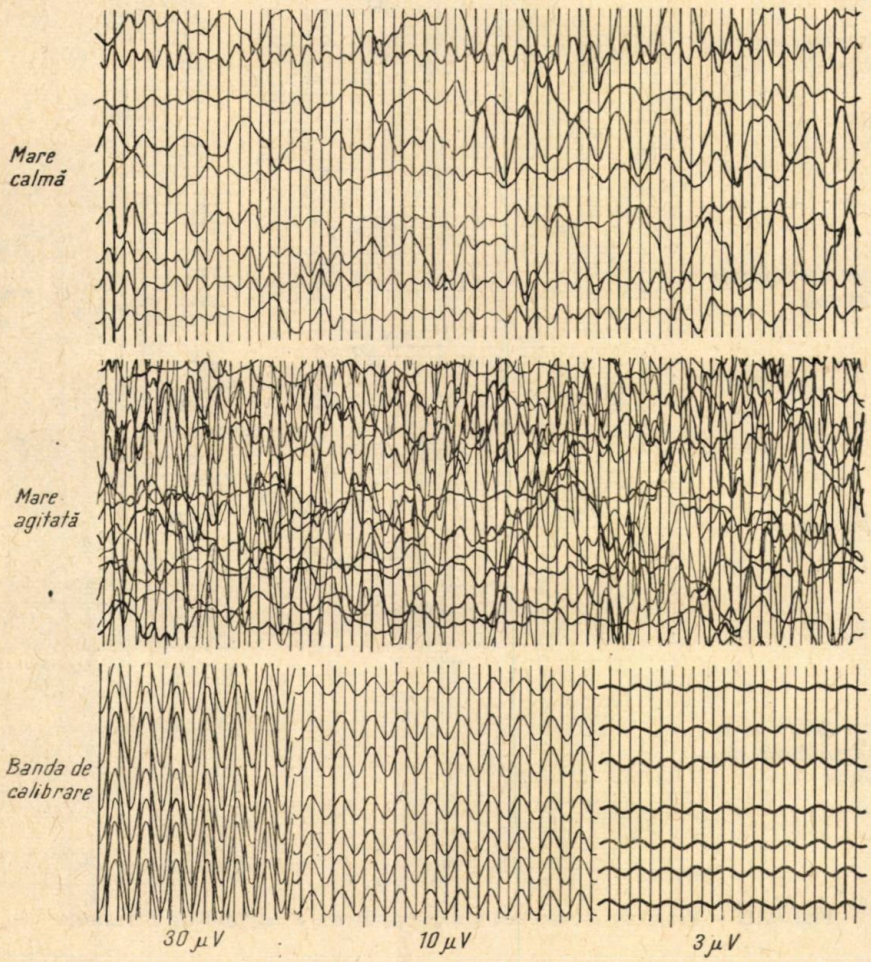


Fig. 5.11. — Probă de nivel de zgomot înainte de împușcare a cablului plutitor. Fără A.G.C., amplificare 20 dB, filtrul 14—92 Hz. Timpul de stabilizare a cablului: 30 s.

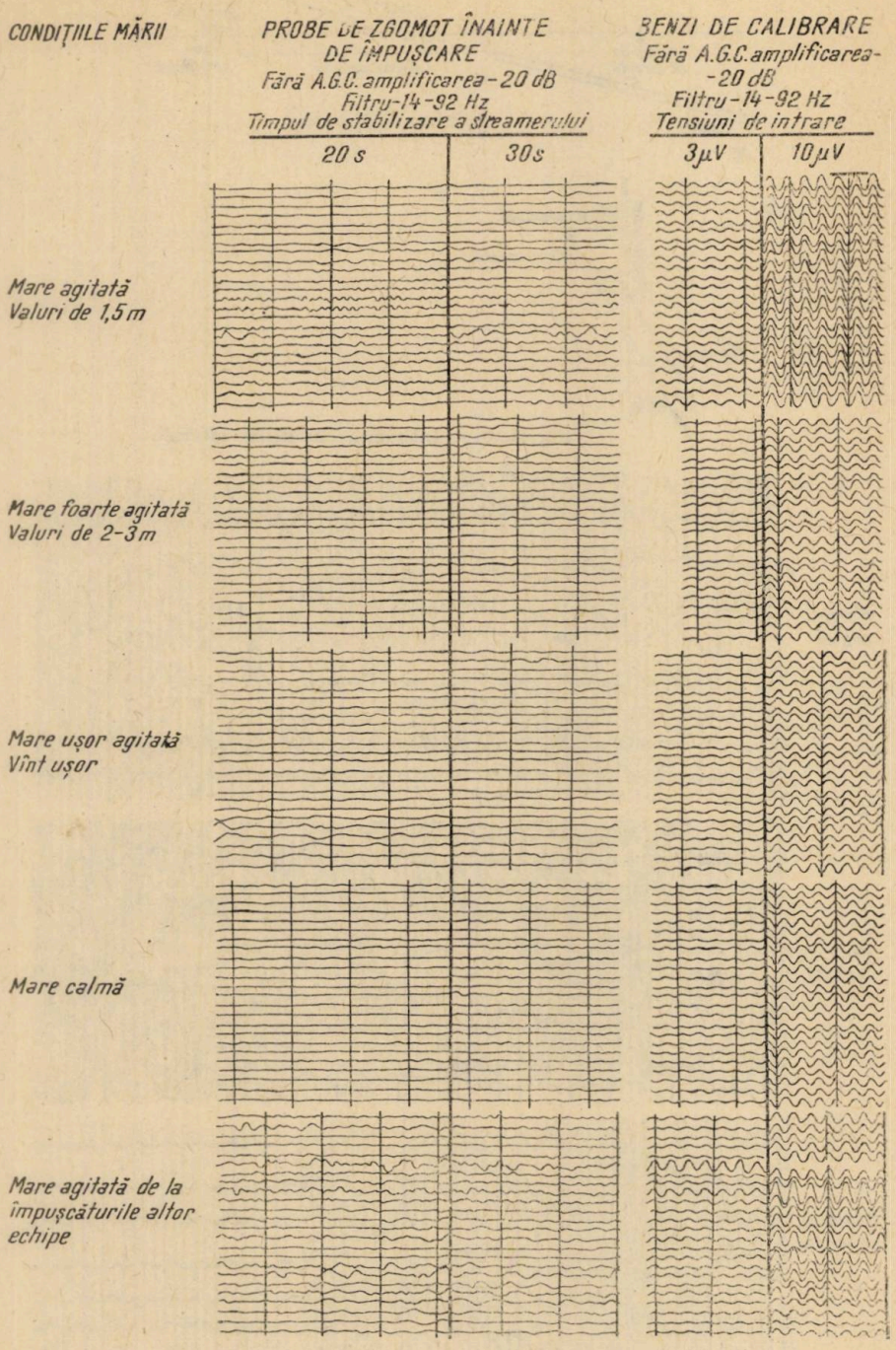


Fig. 5.12. — Probă de zgomot înainte de împușcare a cablului tip Streamer.

b. *Influența curenților laterali.* Prezența curenților laterali au tendința să devieze cablul de la linia profilului. Această influență este ilustrată în figura 5.10. Mărimea acestei deviații este determinată de unghiul pe care-l face linia profilului cu rezultanta sumei vectoriale a vitezei de remorcare și a vitezei curentului. De aici reiese soluția practică a controlului și reducerii acestei deviații prin ajustarea vitezei de deplasare a navei. Mărirea vitezei este totuși limitată la 6—8 noduri de alte considerente impuse de tehnologia de lucru.

5.2.6. *Nivelul de zgomot al cablelor marine.* Înainte de a încheia discuția cu privire la cablele marine se impun unele considerațiuni cu privire la nivelul de zgomot al diferitelor tipuri de cable utilizate.

Figurile 5.11 și 5.12 prezintă probele de zgomot a două tipuri de cable, plutitor și respectiv streamer, înainte de împușcare, în condiții diferite de mare pentru diferite benzi de calibrare. Din comparația acestor probe se evidențiază nivelul scăzut de zgomot al cablului streamer. Detectorii de pe cablele plutitoare sînt afectați de acțiunea valurilor datorită contactului în multe puncte cu suprafața. Chiar în condiții de mare liniștită nivelul de zgomot al acestui tip de cablu depășește uneori 30 μV. Pe cînd pentru un cablu „Streamer" chiar în condițiile unei mări agitate nivelul de zgomot nu depășește 10 μV, el fiind cu 10 decibeli mai jos decît cele mai bune rezultate obținute cu celelalte tipuri de cable. Acest nivel scăzut de zgomot permite o exploatare completă a gamei dinamice a echipamentului de înregistrare.

În figura 5.14 se compară înregistrările făcute pe același profil cu cablul plutitor și cu cablul „streamer" înaintea atenuării reverberației apei. Absența zgomotului valurilor pe înregistrările cu cablul streamer permite înregistrarea evenimentelor slabe de adîncime. În porțiunea superficială a secțiunii continuitatea orizonturilor este mult mai bună pe secțiunea înregistrată cu cablul streamer.

§ 6. PARTICULARITĂȚI ALE SISTEMELOR DE OBSERVAȚIE ȘI ECHIPAMENTELOR DE ÎNREGISTRARE

Înainte de a se discuta despre particularitățile sistemelor de observație se consideră utilă o scurtă prezentare a navelor folosite în astfel de operațiuni.

În această privință, nu se poate vorbi de un vas ideal de prospecțiuni prin faptul că un vas potrivit pentru lucru în ape superficiale nu mai este ideal pentru operații în zone cu ape adînci sau, vasele de înregistrare în operațiile cu două nave nu trebuie să aibă aceleași caracteristici cu acelea folosite în operațiile cu un singur vas.

În decursul desfășurării lucrărilor marine, au fost folosite toate tipurile de nave rapide, lente, mari și mici, vase construite special pentru aceste lucrări sau vase adaptate.

Se consideră important să existe un standard ideal cu care să se compare vasul ales pentru lucrări. Un asemenea vas ideal trebuie să aibă următoarele caracteristici :

— deplasament total . . . . . 500—600 tone
— lungime . . . . . 35—45 m
— lăţimea punţii . . . . . 7—10 m

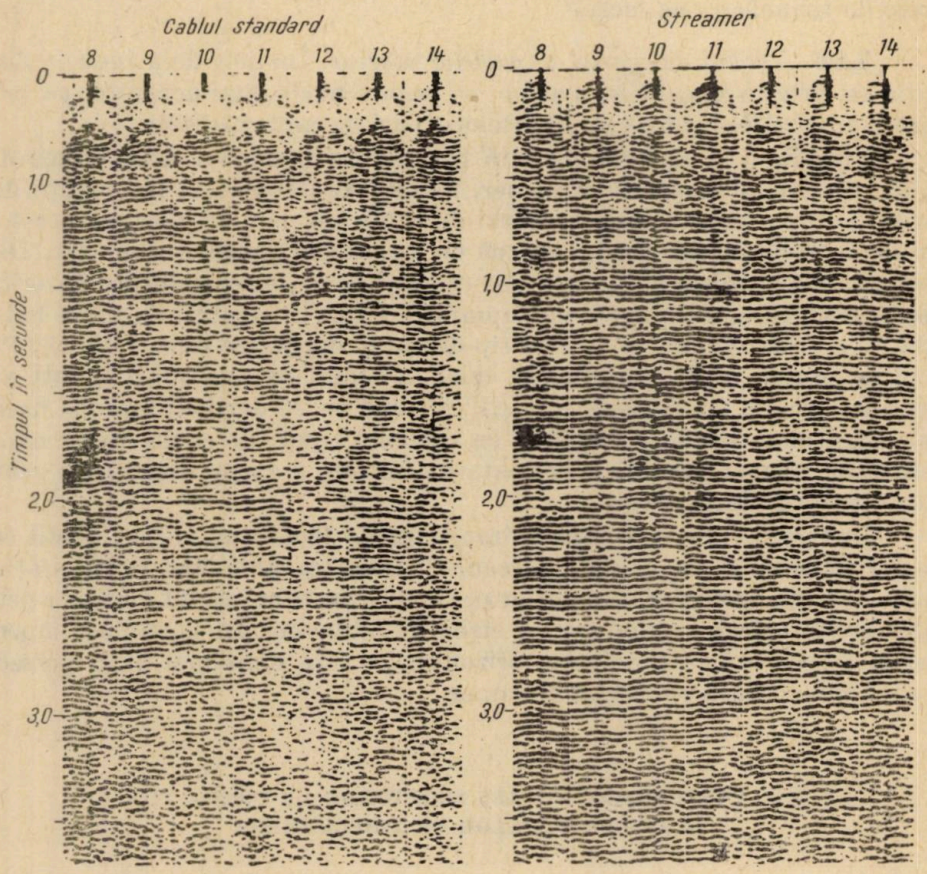


Fig. 5.13. — Rezultate comparative cu cablul plutitor standard şi cablul tip Streamer pe acelaşi profil.

— pescajul . . . . . 3—4 m
— 2 motoare diesel a . . . . . 500 CP
— 2 generatoare de curent alternativ de . . 75 kW şi 110V
— 1 generator de c.c.pt. troliu de . . . . . 80 kW şi 220V
— viteza maximă . . . . . 10—15 noduri
— viteza de lucru . . . . . 4—6 noduri
— capacitate de stocare combustibil pentru 30 zile independenţă ;
— instalaţia pentru producerea apei potabile sau rezervoare corespunzătoare ;

— posibilități de cazare a cel puțin 30 persoane;
— aer condiționat și sistem de încălzire;
— echipament special de orientare care să includă girocompas, cîrmă automată, înregistratori de adîncime a fundului, radar și radiou;
— posibilități de depozitare a materialului exploziv.

Vasul trebuie să aibă suficient spațiu la pupă pentru montarea troliului cablului, cabinei aparaturii de înregistrare, trolii pentru magistralele de împușcare sau echipament necesar în utilizarea altor tipuri de surse de generare.

La cerințele enumerate se adaugă ușurința de manevrabilitate, zgomotul redus și un echipaj bine pregătit.

Din echipamentele montate pe vas un rol important îl are troliul marin. Acesta este montat la pupa vasului într-o poziție care să-i permită rularea și derularea ușoară a cablului. El este prevăzut cu sisteme de comandă și frînare hidraulică.

6.1. Sisteme de observație folosite în prospecțiunea marină

În decursul celor aproape 30 de ani de experiență acumulată în lucrările seismice marine s-au folosit și pus la punct o serie de tehnici de lucru. De la metoda cunoscută în prezent ca *clasică* sau *convențională* a generării undelor prin detonarea unor cantități mari de exploziv în apropierea suprafeței, pînă la tehnica profilării continue ce folosește pentru

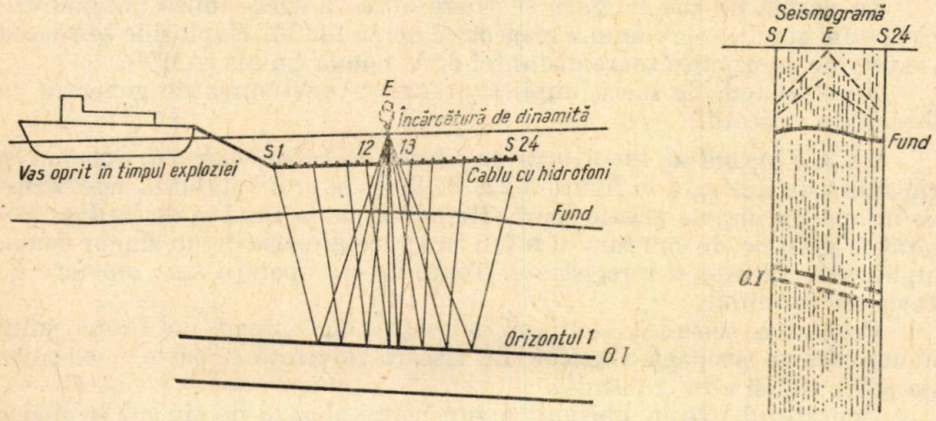


Fig. 6.1. Schema de principiu a înregistrării seismice cu împușcare centrală.

generare surse neexplozive cu ritmicitate ridicată care permit compuneri verticale concomitent cu acoperirea multiplă, s-au făcut progrese însemnate în perfecționarea și rafinamentul acestor lucrări.

6.1.1. *Sistemul de lucru cu împușcare centrală.* Schema de principiu a acestui sistem este ilustrat în figura 6.1. Cablul seismic cu 24 canale de lungime determinată de distanța dorită între canale (1200, 1600 sau 2400 m), este remorcat de vasul de înregistrare care se deplasează pe

direcţia profilului cu o viteză cuprinsă între 4—6 noduri. Pentru producerea exploziei se foloseşte un magistral de împuşcare de lungime corespunzătoare astfel încît capătul său să fie situat la mijlocul distanţei între canalele 12 şi 13.

Magistralul de împuşcare este format dintr-un cablu plutitor cu 5 conductori de cupru introduşi într-o masă plastică poroasă cu un înveliş de plastic. Pe acest cablu se găsesc două electrode pentru transmiterea comenzilor la staţia de înregistrare şi un dispozitiv de contact la partea terminală. Pe magistral se găsesc o serie de inele metalice de care se fixează încărcătura de exploziv şi unul din reoforii detonatorului. Încărcătura se lasă la apă cînd vasul ajunge în dreptul punctului de împuşcare. Nava se deplasează cu viteză constantă tractînd magistralul de împuşcare. În momentul trecerii electrodelor prin inelul metalic se transmit comenzile de pornire a aparaturii şi respectiv semnalul de comandare a exploziei care este memorat de blocul de comandă automată al staţiei în vederea începerii înregistrării.

Cînd dispozitivul de contact trece prin inelul metalic curentul de detonare iniţiază capsa, iar după 2—3 secunde are loc explozia.

6.1.2. *Sistemul de lucru prin tehnica acoperirii multiple.* Obişnuit în această tehnică se foloseşte: împuşcarea de la un capăt al dispozitivului, cable marine de tip streamer cu 24 canale, iar ca sursă de generare una din sursele neexplozive, mai frecvent, de tipul tun cu aer, flexotir sau aquapuls. Diagrama dispozitivului de înregistrare în cazul unei acoperiri multiple de ordinul şase precum şi detalii asupra cablului streamer folosit, sînt ilustrate în figura 6.2.

În partea de sus a figurii se poate observa succesiunea poziţiei dispozitivului şi punctele comune respective de pe limită. Exploziile se succed la intervale corespunzătoare distanţei dintre două canale (AM/6).

Acest sistem de lucru implică utilizarea unei surse de generare cu ritmicitate ridicată.

6.1.3. *Sistemul de lucru prin profilarea seismică continuă.* Schema de principiu este ilustrată în figura 3.22. Pe linia de profil stabilită este transmis în apă un impuls elastic scurt. Reflexiile de la fund şi de la discontinuităţile elastice de sub fundul mării sînt recepţionate de un singur canal, amplificate, filtrate şi înregistrate. Toate aceste operaţii sînt repetate de cîteva ori pe minut.

Profilarea seismică continuă foloseşte un semnal de forma unui impuls care se propagă vertical. La fiecare interfaţă o parte a energiei este reflectată şi alta transmisă.

Emiţătorul folosit, obişnuit o sursă neexplozivă de tip gaz exploder sau descărcări electrice, produce un semnal de lungime foarte scurtă şi de energie puternică.

Receptorul, un hidrofon foarte selectiv, primeşte semnalul reflectat care se propagă în mod vertical şi aproape de loc zgomotul care în general se propagă orizontal.

Această tehnică datorită ritmicităţii foarte ridicate, permite folosirea compunerilor verticale care constau în însumarea înregistrărilor de pe un anumit interval de timp. Trasa rezultantă, întărită prin însumare, constituie punctul de plecare pentru folosirea tehnicii acoperirii multiple şi tratării ulterioare.

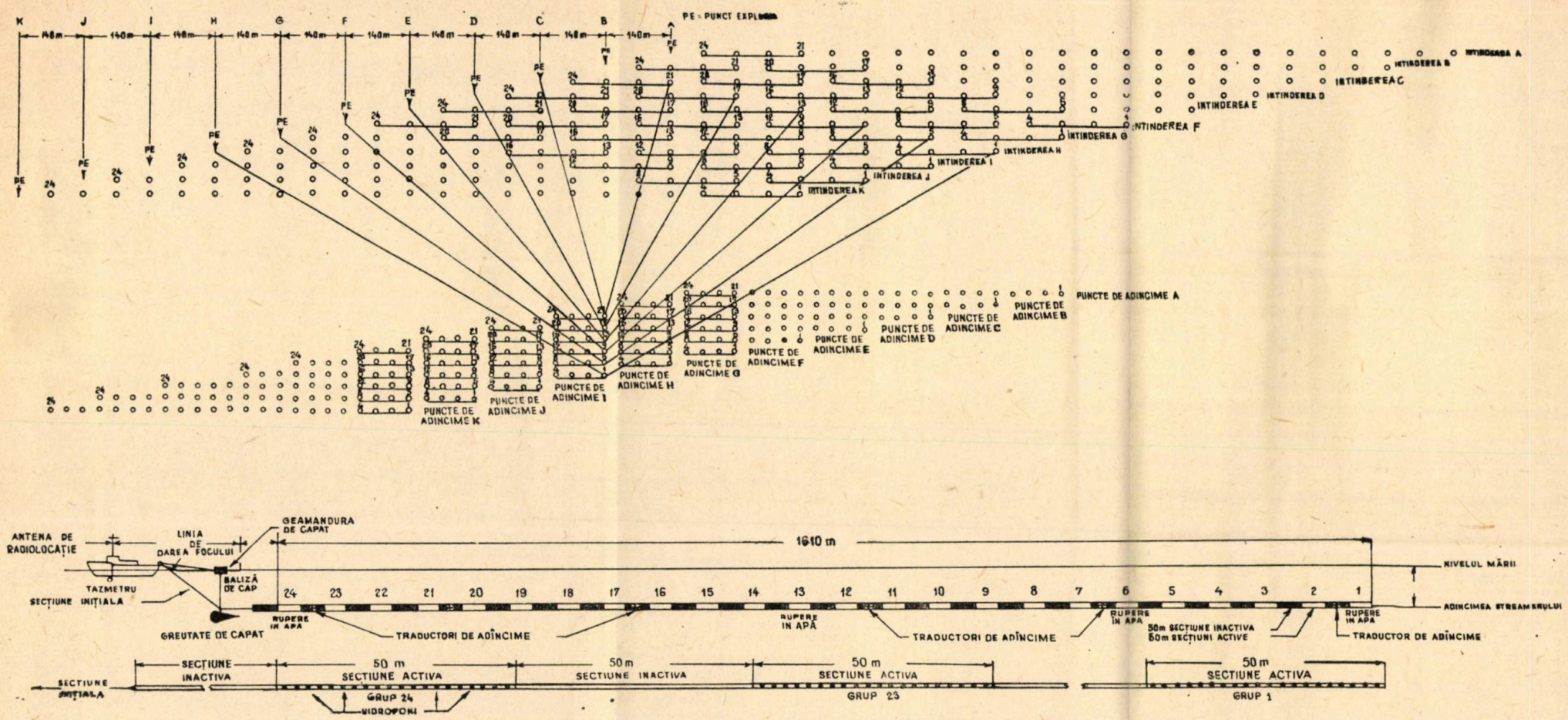
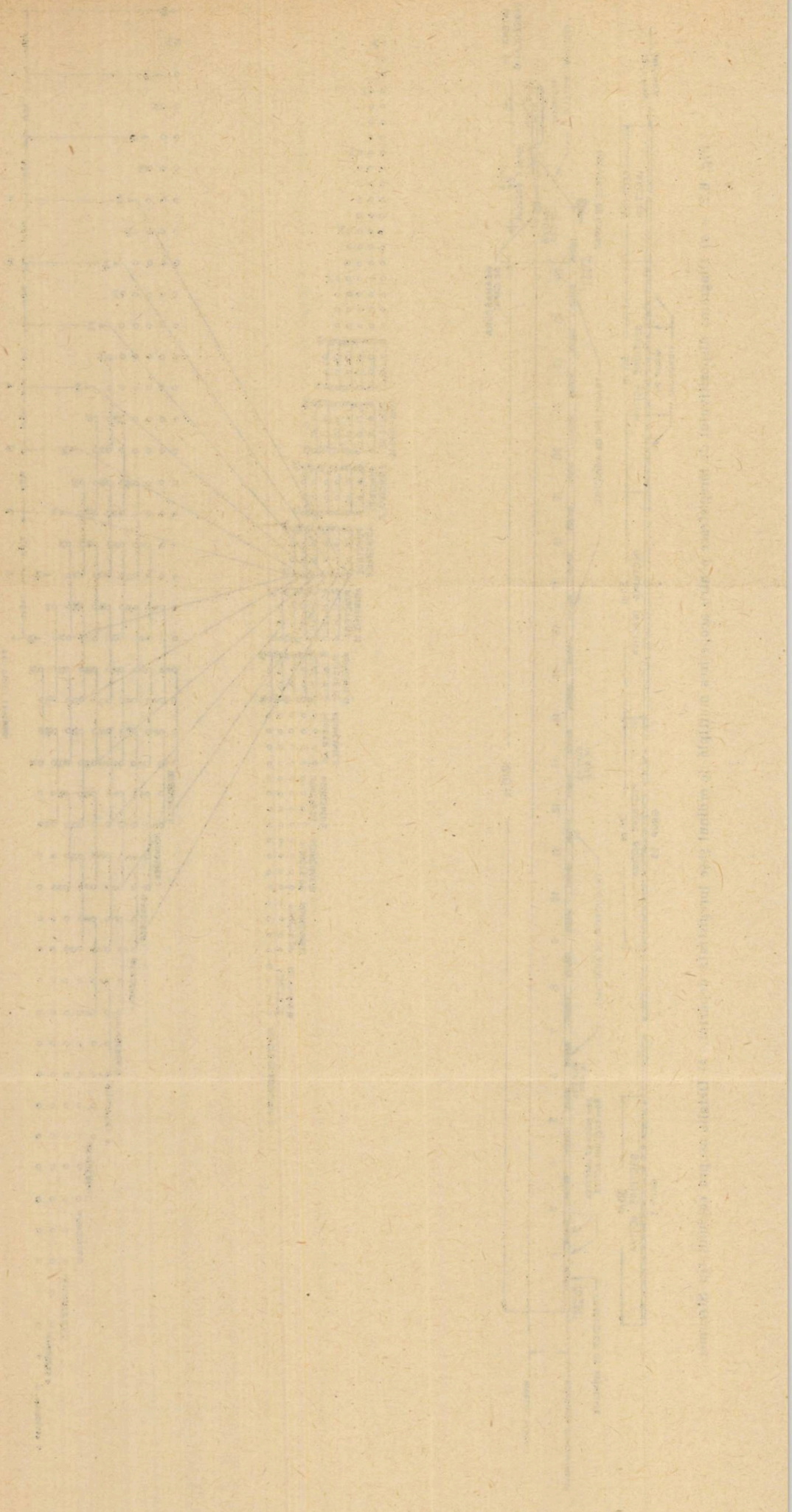


Fig. 6.2. — *a*) Diagrama dispozitivului de înregistrare pentru acoperirea multiplă de ordinul șase înregistrată depărtat. *b*) Detaliu asupra cablului tip Streamer.



6.2. Procedee de lucru utilizate

La aplicarea sistemelor de observație se folosesc două procedee:

— *Procedeul de lucru cu două vase* care se folosește în metoda convențională. Operația este asemănătoare cu cea descrisă cu un vas. Vasul al doilea, vasul pușcă, circulă paralel cu cablul seismic pînă în dreptul locației punctului de împușcare, unde lasă încărcătura la apă. În momentul cînd încărcătura și cablul seismic ajung împreună la locația de împușcare, încărcătura este detonată prin radio de la vasul de înregistrare. Avantajul procedeului constă în folosirea vaselor mici.

Dezavantajul constă în dificultățile duble de menținere în funcțiune și navigație.

Procedeul $Y_0 - Y_0$, folosit în asociație cu cablele marine plutitoare. În momentul cînd cablul remorcat de vasul înregistrator ajunge la locația fixată, troliul este eliberat și derulează în apă o porțiune suplimentară de cablu. Aceasta, permite menținerea cablului cu hidrofoane în repaus în momentul înregistrării în timp ce nava înaintează pe direcția profilului. După ce s-a făcut înregistrarea, cablul suplimentar se rulează din nou pe troliu concomitent cu deplasarea spre locația următoare. Operația se repetă în mod continuu pe toată lungimea profilului.

Procedeul a fost inventat pentru a reduce nivelul de zgomot ce însoțește lucrul *în mers* dar a furnizat numai o soluție parțială deoarece în zone cu curenți transversali și vînturi puternice nu se poate aplica.

6.3. Sisteme de înregistrare

În general echipamentele de înregistrare folosite în prospecțiunea seismică marină nu diferă de cele folosite în lucrările de pe uscat. În faza de început s-au folosit stații oscilografice. Treptat au fost înlocuite cu stații magnetice analogice și în ultimul timp cu echipament digital de înregistrare.

Obținerea unei înregistrări marine de bună calitate este condiționată în mare măsură de precizia măsurătorilor, de gama dinamică și nivelul de distorsiuni al aparaturii folosite.

Precizia măsurătorii este definită ca raportul între eroarea posibilă făcută măsurătorii și mărimea semnalului măsurat. În cazul înregistrării seismice nivelul total de zgomot al aparaturii dă eroarea posibilă întrucît el reprezintă chiar incertitudinea asupra măsurătorii făcute. Dacă datelor înregistrate li se aplică unul din procedeele de prelucrare care să separe semnalele utile de cele perturbatoare, procedeul respectiv nu va putea restitui semnalul cu o incertitudine mai mică decît cea cu care a fost măsurat. În urma acestei prelucrări raportul semnal / zgomot devine raportul semnal zgomot al aparaturii de înregistrare dînd mărimea preciziei măsurătorii.

Gama dinamică a echipamentului de înregistrare este definită ca raportul exprimat în decibeli între cea mai mare valoare a semnalului ce poate fi înregistrată cu distorsiuni care nu întrec o valoare impusă și nivelul zgomotului electric intern al înregistratorului.

Gama dinamică a semnalului seismic, calculată între semnalul cel mai puternic și semnalul cel mai slab reflectat fiind de aproximativ 120

decibeli nu poate fi cuprinsă de către sistemul de înregistrare la un moment dat. Este necesar un sistem de amplificare cu cîştig variabil, care să realizeze automat nivelul semnalului debitat înregistratorului astfel ca să rămînă cuprins în domeniul gamei sale dinamice. Reiese că amplitudinea minimă a semnalului ce poate fi înregistrat este determinată de gama dinamică a înregistratorului.

Important de reţinut este faptul că factorul limitator al tehnicilor de prelucrare este gama dinamică a aparaturii de teren folosite. Procedeele actuale de prelucrare a datelor seismice obţin în mod practic îmbunătăţiri de ordinul a 20 decibeli pentru raportul semnal/zgomot, ceea ce conduce la condiţia ca semnalul să fie înregistrat cu cel puţin 30 decibeli peste nivelul de zgomot. Dacă raportul zgomot/semnal la înregistrare este mai mare decît gama dinamică a înregistratorului, semnalul util nu mai poate fi recuperat prin nici o tehnică de prelucrare întrucît a avut un nivel mai coborît decît cel mai mic semnal ce poate fi înregistrat.

Efectul distorsiunilor este foarte important deoarece ele sînt în primul rînd cauza limitării practice a gamei dinamice a unui sistem de înregistrare. Cele mai frecvente sînt distorsiunile de amplitudine numite şi distorsiuni armonice. Ele sînt produse de neliniarităţi ale sistemului de amplificare analogic şi au ca efect modificarea formei semnalului care indică la ieşirea sistemului unele frecvenţe care nu au existat la intrare.

Toate sistemele cu control automat sau programat al amplificării introduc distorsiuni ale semnalului util în măsură importantă, deoarece cîştigul amplificatorilor se modifică în momentul cînd semnalul este înregistrat.

Pentru ca semnalele seismice marine să poată fi ulterior prelucrate este neceasar un sistem care să le înregistreze cît mai fidel.

Înregistrarea pe bandă magnetică a semnalelor seismice s-a dovedit superioară, datorită flexibilităţii şi posibilităţii de prelucrare ulterioară. În prezent în seismica marină se folosesc două sisteme de înregistrare magnetică a datelor : analogic şi numeric.

6.3.1. *Sistemul de înregistrare analogică.* Echipamentul de înregistrare magnetic analogic folosit în seismica marină, practic nu diferă faţă de cel utilizat pe uscat. Se menţionează totuşi ritmul ridicat al înregistrărilor marine şi deci necesitatea folosirii a cîte două înregistratoare magnetice sincronizate pentru a lucra alternativ precum şi tratamentul părţilor componente pentru a lucra normal în condiţiuni de umiditate şi salinitate ridicate.

În lucrările marine se folosesc echipamente cu înregistrare magnetică directă, cu modulaţie în durată de impuls şi cu modulaţia de frecvenţă.

În sistemul cu înregistrare directă, semnalul seismic amplificat împreună cu un semnal de polarizare este aplicat direct mediului magnetic. Distorsiunile semnalului ating valori ridicate deoarece fluxul magnetic în capul magnetic nu este perfect proporţional cu intensitatea cîmpului de magnetizare. De asemenea influenţa neuniformităţilor grosimii benzii magnetice este foarte mare, traducîndu-se prin variaţii ale semnalului înregistrat.

În consecinţă procentul de distorsiuni este de 3%, iar gama dinamică reală se reduce practic la 30 decibeli.

În sistemul de înregistrare magnetic cu modulație în durată de impuls. Tensiunea ce reprezintă semnalul seismic variază durata impulsurilor unei tensiuni dreptunghiulare cu frecvența de 800 Hz. Liniaritatea materialului magnetic are o importanță foarte mică în acest caz. Cifre tipice pentru această înregistrare : 2 % distorsiuni, 46 dB gamă dinamică.

În sistemul de înregistrare magnetică cu modulație în frecvență, semnalul ce urmează a fi înregistrat, modulează o frecvență purtătoare, în general de 4 kHz care este apoi înregistrată. Întrucît numai frecvența purtătoarei conține informația despre semnal, neliniaritatea caracteristică mediului magnetic nu mai are influență. În acest mod numai variațiile în viteza de transport a benzii magnetice sînt cele care limitează performanțele sistemului. Aceste variații produc modificări în frecvența purtătoarei, la înregistrare sau redare, echivalente cu acțiunea unui semnal, imposibil de separat de semnalul util. Performanțele sînt : 1 % distorsiuni ; 55 decibeli gamă dinamică. Schema bloc a unui asemenea sistem de înregistrare este ilustrată în figura 6.3.

Folosirea sistemelor de înregistrare magnetică analogică în lucrările marine prezintă o serie de limitări din care se menționează :

— distorsiunea semnalului seismic ca urmare a modificării amplificării sistemului în momentul înregistrării ;

— pierderea informației despre amplitudinea absolută a semnalelor în timpul procesului de înregistrare ;

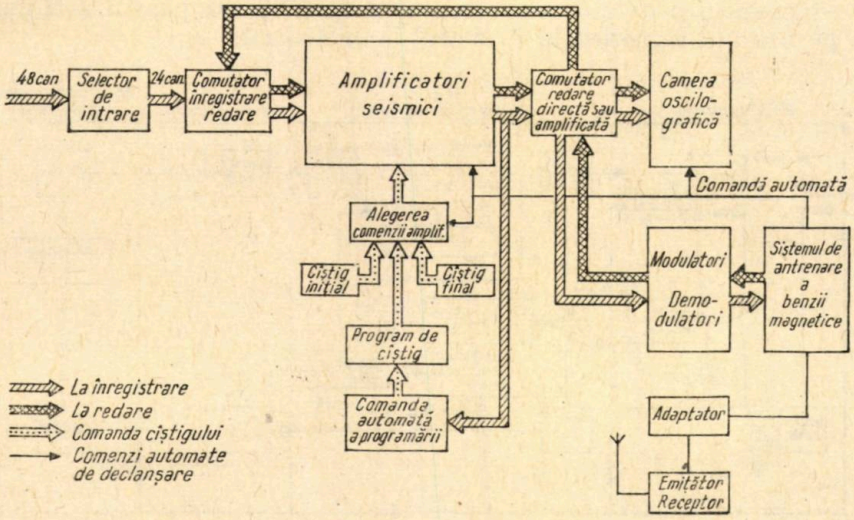


Fig. 6.3. — Sistem seismic de înregistrare magnetic analog.

— neînregistrarea semnalelor utile cu nivel redus care sînt sub nivelul distorsiunilor generate ca răspuns la alte semnale perturbante prezente ;

— limitări datorită timpului de intrare și ieșire din funcțiune a A.G.C ;

— posibilități limitate ale procesului de prelucrare analogic, ca durată și ca complexitate de tratare a informației.

6.3.2. *Sistemul de înregistrare numerică.* Acest sistem s-a extins foarte mult în seismica marină, putîndu-se vorbi în prezent de generalizarea lui.

Aceasta s-a datorat faptului că înregistrarea numerică a înlăturat inconvenientele înregistrărilor magnetice analogice menționate, fiind un sistem cu înaltă rezoluție și gamă dinamică mare.

În acest sistem, în loc să se înregistreze un semnal analog semnalului seismic, se face o măsurare precisă a amplitudinii semnalului care este convertită într-un număr binar ce este memorat ca funcție de timp pe un suport magnetic. Informația înmagazinată sub formă numerică binară permite prelucrarea ulterioară la un calculator electronic cifric.

Un sistem numeric de înregistrare, figura 6.4, se compune dintr-un modul de intrare, un modul de amplificare compus din amplificatorul cu cîștig binar și dispozitivul de multiplexare, modulul de control compus din converterul analog digital și digital analng și modulul de transport bandă magnetică.

Funcțiunile îndeplinite de un echipament numeric de înregistrare sînt:

— controlul circuitului de intrare, echilibrarea electrică a liniei;

— filtrarea electrică cu filtre active, avînd zgomot redus și distorsiuni minime;

— amplificarea cu 90 dB cu cîștig binar, a semnalului;

— conversiunea analog-numerică cu 15 biți a semnalului (14 biți pentru semnal și un bit pentru semn) și gamă dinamică de 84 decibeli;

— pregătirea datelor seismice sub formă binară pentru a fi imprimate pe banda magnetică în formatul standardizat.

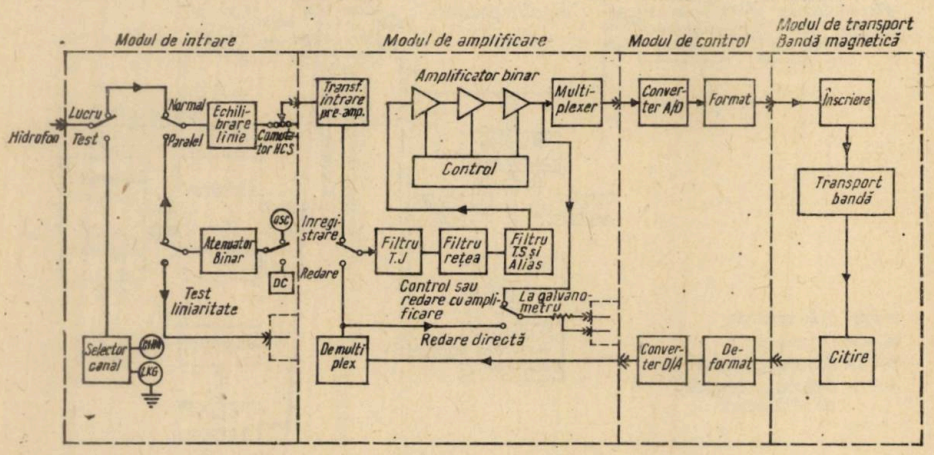


Fig. 6.4. — Sistem seismic de înregistrare numeric.

Amplificatorul utilizează un control binar al cîștigului în trepte discrete. Cîștigul amplificatorului este modificat în funcție de nivelul semnalului recepționat astfel încît asigură ca factori de multiplicare puteri ale lui 2 de la 2^0 la 2^{15} valorile fiind la intervale de 6 decibeli. Intervalele sînt suficiente încît practic nu există diferență față de cîștigul care variază continuu. Semnalul seismic nu suferă nici o modificare, numai amplificarea

este cea care se schimbă, cînd este necesar în trepte de 6 dB, pentru a prelua variațiile de amplitudine ale semnalului. Modificările cîștigului nu se fac însă niciodată în momentul înregistrării semnalului ci în intervalul dintre eșantioanele lui. În cazul înregistrării digitale se lucrează cu semnale discrete la intervale de eșantionare de 1 ; 2 sau 4 ms. Din practică rezultă că amplificarea trebuie să poată fi redusă aproape la fiecare interval de eșantionare pentru a se evita supramodularea. Creșterile de amplificare necesare pentru a compensa scăderea energiei semnalului sînt suficiente la intervale de 30 ms. Obișnuit amplificarea poate fi redusă cu 6 dB la fiecare milisecundă asigurîndu-se astfel o rată de 6000 dB/s pentru intervale de eșantionare de 1 ms. Creșterea cu 6 dB a amplificării la intervale de 30 ms. asigură o rată de 200 dB/s. Precizia cu care se cunoaște amplificarea este de 0,1 %.

La ieșirea amplificatorului cu cîștig binar semnalul este aplicat multiplexerului, care este în principiu un comutator electronic ce eșantionează semnalul fiecărui canal la un interval ales de 1 ; 2 sau 4 ms.

Semnalul de ieșire al multiplexerului este unul analog cu frecvența ridicată și cu amplitudine extrem de întîmplătoare. Frecvența sa este determinată de numărul de canale și rata de eșantionare.

În continuare semnalul se aplică la intrarea converterului analog-digital, unde amplitudinea fiecărui ciclu este convertită în număr binar. Converterul A—D are o rezoluție de 15 biți adică 1 la 16 384 (14 biți semnal plus un bit pentru semn).

Aceste cuvinte binare sînt transmise unității următoare sub forma unor grupuri de impulsuri simultane în lungul a 15 linii paralele. Fiecare linie poartă impulsurile pentru o ordine de mărime a numerelor binare.

Dispozitivul de control al formatului benzii face ca la ieșirea sa semnalele să fie prezentate pe 7 ; 9 sau 21 trase paralele depinzînd de tipul înregistratorul magnetic utilizat. Cel mai folosit sistem este cel cu 9 trase. Pentru banda magnetică cu 9 trase au fost standardizate de către S.E.G. două formate : standard S.E.G.—A. și standard S.E.G.—B. În ambele formate marcajele de început și sfîrșit ale benzii sînt la fel, diferența principală între ele fiind modul cum se înregistrează cîștigul amplificatorilor.

6.4. Determinarea reliefului fundului mării

Cunoașterea reliefului submarin pe direcția profilelor prezintă mare importanță în procesul de prelucrare al înregistrărilor marine. Aceste date sînt folosite pentru calculul corecțiilor și în special pentru stabilirea elementelor necesare determinării operatorilor pentru dereverberație.

Fiecare vas de prospecțiuni este prevăzut cu echipamentul necesar pentru astfel de determinări. Mai frecvent se folosesc două metode pentru efectuarea acestor determinări.

6.4.1. *Metoda sondajului vertical ultra sonic* (*sonarul vertical*). Metoda permite efectuarea de ridicări batimetrice pînă la adîncimi ale apei de cîteva mii de metri. Principiul metodei este ilustrat în partea de jos a figurei 6.5. O undă sonoră generată de un emițător de frecvență înaltă, se propagă prin stratul de apă cu o viteză cunoscută. Este suficient să se măsoare

timpul necesar revenirii la punctul de plecare pentru a calcula adîncimea fundului marin pe care s-a reflectat.

Proiectorul şi hidrofonul sînt fixate în carcase de vaporul de prospecţiuni şi dirijate pe direcţie verticală. Durata impulsurilor generate de proiector este de cîteva milisecunde, iar ritmul de emitere de o secundă.

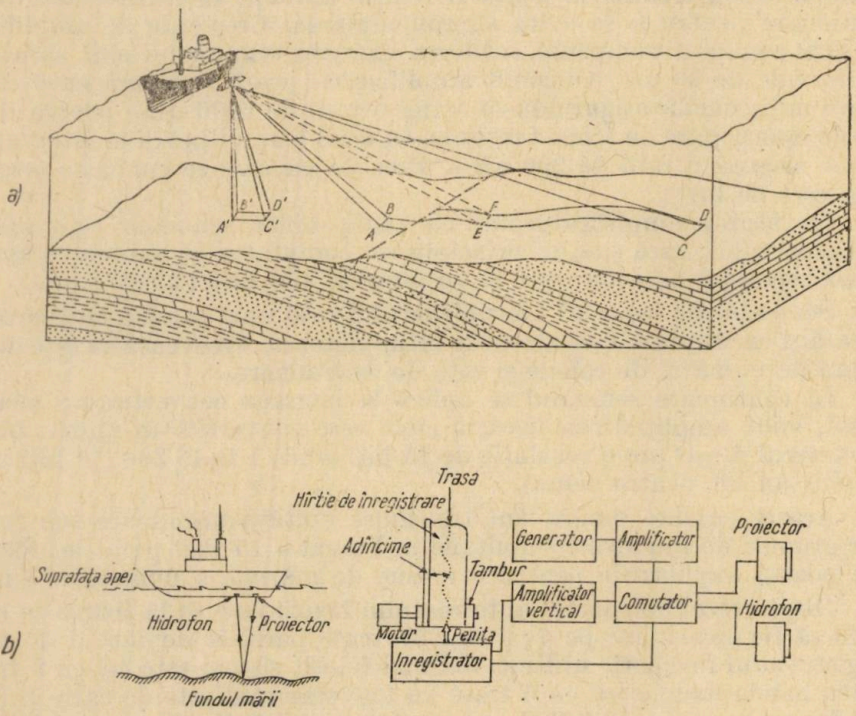


Fig. 6.5. — *a*) Principiul sonarului lateral. *b*) Principiul sonarului vertical.

Înregistrarea se face pe hîrtie electrosensibilă la o distanţă de bord proporţională cu timpii de parcurs dus şi întors, deci sensibil proporţională cu adîncimea apei.

Sonarele verticale lucrează, în general, la frecvenţe cuprinse între 10 kHz şi 100 kHz. Acelea care lucrează în apropiere de 10 kHz dau o anumită penetraţie în mîlul de fund, atingînd, uneori zeci de metri.

Utilizarea ultrasunetelor permit înregistrări continui în timpul mersului vasului. Se obţin astfel un număr de puncte batimetrice mai mult sau mai puţin apropiate a căror densitate depinde de depărtarea profilelor şi de cadenţa impulsurilor transmise în raport cu viteza vasului.

6.4.2. *Metoda sonarului lateral directiv.* Aparatul cel mai frecvent folosit în această metodă este sonarul lateral tip *ASDIC* conceput de Naţional Institut of Oceanography.

Aparatul este format dintr-un proiector ultrasonic fixat sau remorcat de vas, a cărui directivitate este aleasă astfel încît să *ilumineze* acustic o

bandă îngustă la babordul sau tribordul vasului perpendicular pe direcția de mers (figura 6.5).

Proiectorul furnizează un fascicul foarte îngust în planul orizontal și mai larg în sensul vertical. El este orientabil, fapt ce permite modificarea scării orizontale a înregistrării.

Obstacolele de fund reflectă semnalul care este captat prin elemente sensibile de tip hidrofoane. Înregistratorul comportă un spot care baleiază lățimea completă a hîrtiei de înregistrare după fiecare impuls. Reflexiile sînt astfel înregistrate în intensitate variabilă la o distanță de origine funcție de depărtarea obiectelor. Hîrtia se deplasează perpendicular cu baleajul spotului pentru a urma direcția vasului. Se *ilumineză* succesiv benzile adiacente ale fundului marin și înregistrările corespunzătoare se înscriu pe benzi adiacente ale hîrtiei. Impulsurile de durata unei milesecunde se emit din secundă în secundă. Aparatul funcționează la frecvențe cuprinse între 30 și 50 kHz. Directivitatea frecvențelor emise este de ordinul a un grad în plan orizontal și 10° în plan vertical.

Reflectivitatea unui fascicol sonor depinde de unghiul limitei și este cu atît mai intens cu cît limita se apropie de normală în raport cu unda sonar. Un alt factor important în intensitatea reflexiei este natura fundului marin în sensul că nisipul se va arăta un reflector mai bun decît mîlul dar mai puțin bun decît o rocă compactă în loc. Acești doi factori vor permite să se înregistreze linii de intensitate inegală, ceea ce va pune în valoare relieful submarin, delimitarea zonelor de facies și chiar reperarea aflorimentelor geologice.

Primit la redacție la 4 iunie 1970.

BIBLIOGRAFIE

— 2 —

1. Chereau J., *Généralités sur la geophysique en mer.* Les recherches et la production du petrole en mère. Publications de L'Institut Français du Petrole, Paris (1964).
2. Cook E. E., *Geophysical Operations in the North Sea.* Geophysics. **XXX**, *4*, 495—510 (1965).
3. Dobrin M. B., Geophysics *offshore is a must.* The Oil and Gas Journal, Oct. 30 (1967).
4. Emery O. K., *Continental rises and oil potential.* Oil and Gas Journal, **67**, *19*,231—240 (1969).
5. Guillemot J., *L'offshore dans le monde étendue et intérét de son exploration.* Les recherches et la production du petrole en mere. Publications de L'Institut Français du Petrole, Paris, (1964).
6. Lavergne M., *Considerations techniques sur les méthodes préreconnaissance.* Les recherches et la production du petrole en mère. Publications de l'Institut Français du Petrole Paris (1964).
7. Lemaignan M. M., *Le recherche petroliere en Mer du Nord.* Association Française des Techniciens du petrole.
8. Michon D., *La sésmique marine.* Les Recherches et la production du petrole en mère. Paris, 113—214 (1964).
9. Zverev M. S., *Seismiceskie isledovania na more.* Izdatelstvo Mascovscovo Universiteta, 1964.

— 3 —

1. Brundage H. T., *How exploration methods are being evaluated (GA. S.S.P.).* World Oil Febr. (1966).
2. Barnhard P., *Signal strength of marine seismograph explosives.* Geophysics, **32**, *5* (1967).
3. Cole I. R., *Vibroseis effective harmless seismic exploration tool.* Oil and Gas Jurnal Oct. (1967).
4. Crouzet M. P., *Nouveaux procédés de sismique marine le Sparker et le Gas Exploder.* Bull. de l'Assoc. Française des Techniciens du petrole, 168—1964.
5. Caulfield D. D., Hoskins H., Novak E. T., *Improvements in the continous seismic profiler.* Geophysics, **30**, *1* (1965),
6. Dobrin M. B., *Evoluation of Marin Reconnaisson Technique.* Paper presented at 30th Meeting E.A.E.G. Salzburg, 1968.
7. Ewing J., Tirey G. B., Seismic profiler. Journal Geophysical Research, **66**, 2917—2927 (1961).
8. Grau G., *Surces Seismiques pour l'oceanography.* Article présenté a Colloque de Viellefranche Monaco, Sept. 1968.
9. Gils F. B., *Recent developments in non-dynamite sources for offshore exploration.* Presented at 29 Meeting E.A.E.G. Stockholm, 1967.
10. Gils F. B., *Pneumatic Acoustic Energy Source.* Geophysical Prospecting, **16**, *1*, (1968),
11. Gibson R., *New tools for the geophysicist.* World Petroleum, martie (1967).
12. Hagemann R. F., *The Flexotir.* Paper presented at meeting of Geophysical Society of Houston: Simposium on ,,Marine Non-Dynamite Energy Source", Houston — Texas, April., 1968.
13. Jones H. I., *Dinoseis seismic generator aids shallow water exploration.* The Oil and Gas Journal, Oct. 1967 .
14. Jones H. J., *Dinoseis Marine Source.* Paper presented at Meeting of Geophysical Society of Houston Simposium on ,,Marine Non-Dynamite Energy Sources", Houston-Texas, April, 1968.
15. Knudsen W. C., *Elimination of secondary pulses in exploration.* Geophysics, **26**, 4 (1961).
16. Knudsen W. C., *Elimination of secondary pressure pulses in offshore exploratione (a model study).* Geophysics, **33**, *3*, (1968).
17. Lavergne M., *Emission by under water explosions.* Paper presented at 38th Anual International Meeting S.E.G. Sept. 29—Oct. 3, Denver-Colorado, U.S.A. (1968).
18. Lee M. R., *The Marine Vibroseis System.* Paper presented at Meeting of Geophysical Society of Houston Simposium on ,,Marine Non-Dynamite Energy Sources", Houston-Texas, April, 1968.
19. Luehrmann W. H., *The Generation of under water acoustic impulses with electrical discharge technigues.* Paper presented at Meeting of Geophysical Society of Houston Simposium on ,,Marine Non-Dinamite Energy Sources", Houston-Texas, April, 1968.
20. Luehrmann H. W., *The wire exploder marine sound source W.A.S.S.P.* Paper presented at 37 meeting S.E.G., 1967.
21. Luskin B., *The P.A.R.Air Gun.* Paper presented at meeting of Geophysical Society of Houston-Simposium On ,,Marine Non-Dynamite Energy Sources", Houston-Texas, 1968.
22. Murray F., *The Aquaseis Seismic Source System.* Paper presented at 30 meeting E.A.E.G., Salzburg, 1968.
23. Schempf E. G., *The Hidro-Sein.* Paper presented at meeting of Geophysical Society of Houston. Simposium On ,,Marine Non-Dynamite Energy Sources", Houston, 1968.
24. Varodin V., Chișcan V., Barbu M., Margaritescu D., Raport privind deplasarea în U.S.A. 1966. Biblioteca tehnică I.P.G.G.
25. Varodin V., *Surse neexplozive utilizate în prospecțiunea seismică.* Referat 1969. Biblioteca tehnică I.P.G.G.

— 4 —

1. Dobrin B. M., *Geophysical research and progress in explorations.* Geophysics, **XXII**, *2* 411—434 (1957).
2. Geneslav R. și Michon D., *Seismica marină și evoluția sa.* Simposionul ,,Petrolul și Marea", Monte Carlo, 1966.

— 5 —

1. Backus M. M., *Water reverberations-their nature and elimination*, Geophysics, **XXIV**, *2* April (1958).
2. Burling R., *Some unusual reflections of sound in the ocean.* Geophysics, **XXI**, *3*, 765—770 Iuly (1956).
3. Ellis L. G., Winterhalter A. C., *Unusual reflection events in offshore seismic work.* Geophysics, **21**, *3* (1966).
4. Kondratev K. I., *O prirode nekotorîh volnî promehv morskoi seismorazvedke.* Prikladnaia gheofizika, 46/1965, pp. 79—80.
5. Kogan S. L., *Mnogokratnie otrojenia v. vodom sloe i ih vlianie na dastovernosti interpretații dannîh morskoi seismorazvedki.* Razvedocinaia gheofizica, *2*, (1964).
6. Liu T. D., *Wawe propayation in a liquid layer.* Geophysics, **24**, *4* (1959).
7. Sarrafian G. P., *A marin seismic model.* Geophysics, **XXI**, *2*, p. 320—336, April (1956).
8. Savit C. A., *Multiple reflection in marine seismic prospecting.* Simposium „Le petrole et la mere", Sec. I, *105*, Monaco, 1966.
9. Werth G. C., Liud. T. Trorey, *Off shore Singing -Field Experiments and Theoretical Interpretation.* Geophysics, **XXIV**, *2*, April (1959).

— 6 —

1. Cholet I., Fontanel A., *Etude du fond de la mer o l'aide d'un sonar lateral.* (Presentat la al XI Congres internațional de fotogrametrie). Lausanne 8—20 iuly (1968).
2. Cholet I., Fail P. S., Grau G., *Progrès des techniques de sismique marine.* Prezentat la cel de al 7-lea Congres Mondial al Petrolului, Mexic (1967).
3. Geo— Space, *Seismic digital computer processor 1703.* Bueletin nr. ED-1034-001. Houston-U.S.A., (1970).
4. Jakosky I. J., *Exploration Geophysics. Chapter* VII pp. 898—937, Copyright 1961, U.S.A.
5. Leenhardt O., *Analysis of continous seismic profiles.* International Hydrographic Review, **XLVI**, *1*, Ianuary (1969).
6. Varodin V.,Ionescu Gh., Pelin A., *Raport cu privire la deplasarea în U.R.S.S.* — 1967. Biblioteca tehnică I.P.G.G.

REVISTE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE
- SERIA GEOLOGIE
- SERIA GEOFIZICĂ
- SERIA GEOGRAFIE

REVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE
- SÉRIE DE GÉOLOGIE
- SÉRIE DE GÉOPHYSIQUE
- SÉRIE DE GÉOGRAPHIE

REVISTA STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE, SERIA GEOFIZICĂ

publică studii şi cercetări originale, lucrări de disertaţie şi de ansamblu, comunicări şi note din domeniile :

- geomagnetism şi prospecţiuni magnetice,
- gravimetrie,
- seismologie şi prospecţiuni seismice
- fizica atmosferei şi ionosferei,
- electrometrie

Manuscrisele se vor preda în două exemplare dactilografiate la două rînduri, iar formulele vor fi scrise clar şi citeţ cu cerneală, specificîndu-se pe margine sau prin sublinieri de diferite culori caracterele de literă sau semnele speciale. Fiecare exemplar va fi însoţit de figurile şi de graficele care se vor desena în tuş pe hîrtie de calc, de explicaţia figurilor, de tabele şi bibliografie. Indicaţiile bibliografice se vor da în următoarea ordine: numele complet al autorului, titlul revistei, volumul, pagina, anul (între paranteze). Pentru cărţi se va da titlul integral, editura, locul şi anul de apariţii.

1971 OKT 2.

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

IULIU POP, **Magnetismul pămînturilor rare**, 1968, 416 p., 28 lei.

A. CIȘMAN, B. F. ROTHENSTEIN, A. POLICEC, **Fenomene fizice în metale feromagnetice solicitate**, 1968, 150 p., 8 lei.

P. ȘANDRU, și A. ȚOPA, **Radionuelizi**, 1968.

C. CONSTANTINESCU și A. GLODEANU, **Stări locale în semiconductori**, 1967, 436 p., 24 lei.

E. GAȘPAR și M. ONCESCU, **Introducere în radiohidrologie**, 1967, 344 p., 20,50 lei.

CARMEN SABĂU, **Schimbul ionic. Teoria și aplicațiile sale în chimia analitică**, 1967, 307 p., 12 lei.

D. N. POENARU și N. VÎLCOV, **Măsurarea radiațiilor nucleare cu dispozitive semiconductoare**, 1967, 374 p., 17 lei.

M. A. ELIAȘEVICI, **Spectroscopie atomică și moleculară** (traducere din l. rusă) 1966, 1038 p., 62 lei.

BICA IONESI, **Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siretului și valea Moldovei**, 1968, 396 p. + 41 pl., 21,50 lei.

D. RĂDULESCU și R. DIMITRESCU, **Mineralogia topografică a României**, 1967, 377 p., + 1 pl., 21 lei.

V. MUTIHAC, **Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal extern (Carpații Orientali)**, 127 p., 1 pl., 7,75 lei.

D. PATRULIUS, **Geologia Masivului Bucegi și a culoarului Dîmbovicioara.**

IOAN MÎRZA, **Evoluția unităților cristaline din sud-estul Munților Mare.**

V. IANOVICI și colab., **Evoluția geologică a Munților Metaliferi.**

AL. KISSLING, **Studii mineralogice și petrografice în zona de exoskurn de la Ocna de Fier (Banat)**, 1967, 172 p., 2 pl., 9 lei.

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM. 8, NR. 2, P. 113—370, BUCUREȘTI, 1970

I.P.I. — c. 5753

43867

Lei 40.—